



CICLO DE SEMINARIOS DE SEDIMENTOLOGIA. - I. G. M. E.
VOL. 1

I. G. M. E.

SEDIMENTACION FLUVIAL

M. DIAZ MOLINA

SEDIMENTACION LACUSTRE

P. ANADON MONZON

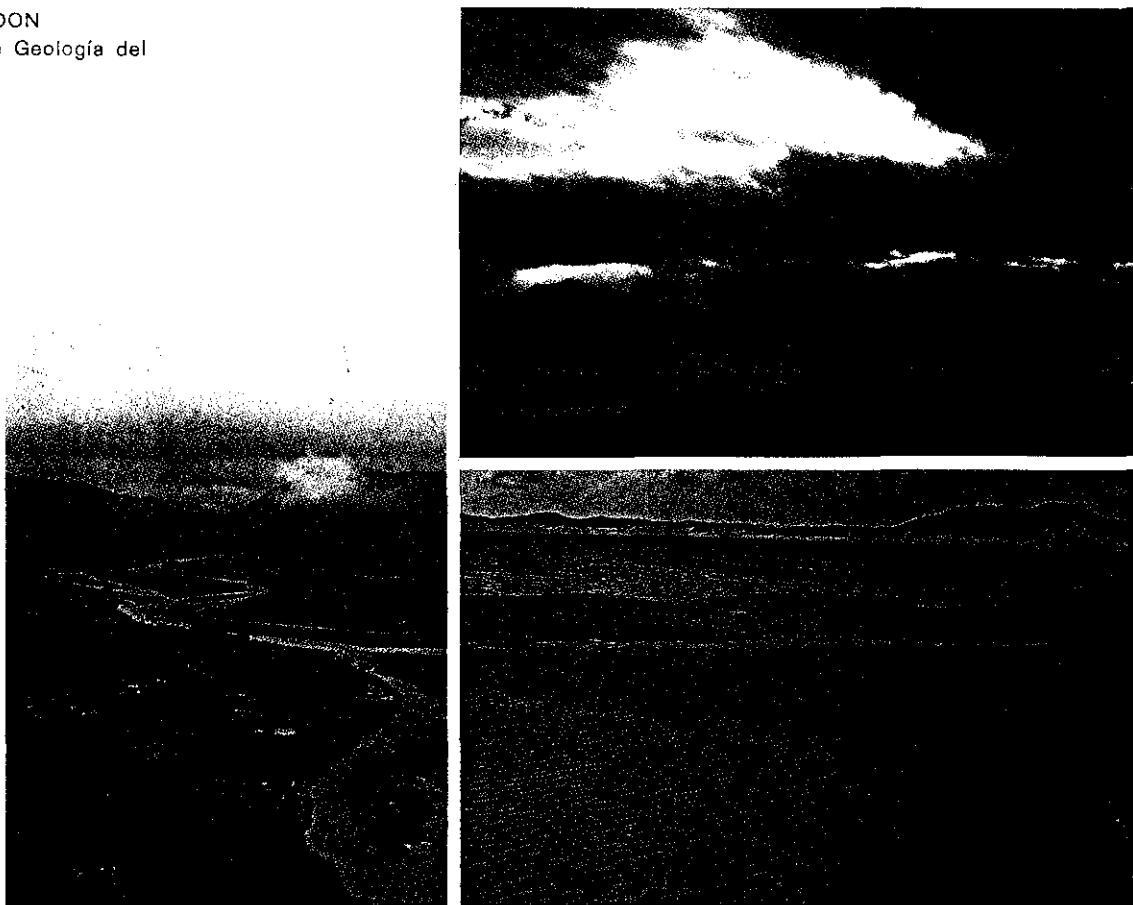
SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS, DELTAS Y MARES SOMEROS

C. J. DABRIO GONZALEZ

Coordinado por:

V. GABALDON

División de Geología del
I.G.M.E.



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



I. G. M. E.

CICLO DE SEMINARIOS DE SEDIMENTOLOGIA. - I. G. M. E.
VOL. 1

SEDIMENTACION FLUVIAL

M. DIAZ MOLINA

SEDIMENTACION LACUSTRE

P. ANADON MONZON

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS,
DELTAS Y MARES SOMEROS

C. J. DABRIO GONZALEZ

Coordinado por: V. GABALDON

División de Geología del I.G.M.E.

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - Madrid 16

Depósito Legal: M-6.965-1984

I. S. B. N.: 84-7474-237-4

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

INDICE

	<div style="border-bottom: 1px solid black; display: inline-block; width: 100%;"></div> Páginas
Prólogo	1
1. Ambientes sedimentarios y facies	3
<i>C. J. Dabrio González</i>	
2. Estructuras sedimentarias primarias	13
<i>C. J. Dabrio González</i>	
3. Sedimentación fluvial	27
<i>M. Díaz Molina</i>	
4. Sedimentación lacustre	93
<i>P. Anadón Monzón</i>	
5. Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares so- meros	131
<i>C. J. Dabrio González</i>	
Indice general	193

5. SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS, DELTAS Y MARES SOMEROS

C. J. Dabrio González (*)

5.1. COSTAS SILICICLASTICAS

INTRODUCCION

La costa separa el dominio marino o lacustre de tierra firme. Pueden distinguirse muchos tipos de costa en función de criterios geomorfológicos, sedimentológicos, de energía ambiental o tectónicos. Desde el punto de vista sedimentológico se hace cada vez más evidente la importancia que tiene la relación entre el rango o amplitud de las mareas y la morfología de la costa. En costas micromareales, con rango mareal menor de dos metros, se forman islas barrera largas y con pocas interrupciones. En costas mesomareales, con amplitud mareal entre dos y cuatro metros, las islas barrera tienden a ser más cortas y aumenta el número de canales entre ellas. En costas macromareales, con amplitud de mareas superior a cuatro metros, se suelen desarrollar llanuras de marea y estuarios en los que los cuerpos arenosos tienden a disponerse perpendicularmente a la dirección media de la costa (figura 5-1).

(*) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

PLAYAS E ISLAS BARRERA

Son acumulaciones estrechas de arena que se extienden a lo largo de la costa marina o lacustre, en el frente de los deltas y alrededor de las islas. Para formarse y para subsistir requieren un rango de mareas micro o mesomareal, una pendiente costera relativamente baja y un suministro constante de sedimento, que es aportado por los ríos que desembocan en la costa o por corrientes de deriva litoral. En cambio, el régimen hidrodinámico inducido por el oleaje puede ser muy variable.

Procesos sedimentarios

El principal proceso es la llegada de las olas producidas por el viento. Según las olas van acercándose a la orilla, cambia su morfología y su acción sobre el fondo. La ola se eleva al tocar el fondo (*shoaling wave*) y produce un movimiento en el sedimento dirigido primero hacia tierra y luego hacia el mar, siendo dominante el primero. Llegamos a un momento en que la altura alcanzada por la ola la hace inestable y rompe dando lugar a remolinos de eje vertical que mueven el sedi-

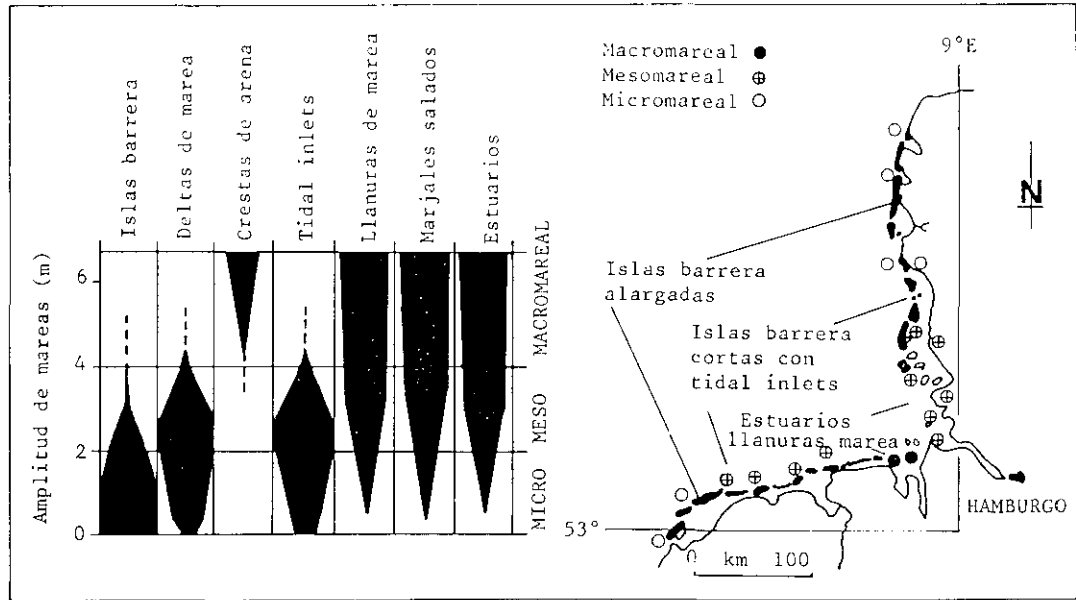


Figura 5-1.—Relación entre la amplitud de las mareas y la morfología costera y ejemplo de la costa del noroeste de Europa (modificado de HAYES, 1976).

mento del fondo y ponen en suspensión la fracción fina (fig. 5-2). Hacia tierra de los rompientes (*breaker zone*) está la zona de traslación o resaca (*surf zone*), donde la ola se transforma en una masa agitada de agua que se mueve rápidamente hacia tierra, arrastrando la carga de fondo y el sedimento puesto en suspensión en los rompientes. Tras el paso de la ola se produce un movimiento hacia el mar, llamado resaca, que puede concen-

trarse en las corrientes de resaca (*rip currents*). La ola residual alcanza finalmente la zona de batida del oleaje (*swash zone*) y se extiende rápidamente hacia arriba en una lámina fina, para volver después hacia el mar con alta velocidad a causa de la pendiente de esta zona. Las costas de alta pendiente carecen de zona de traslación, pues los rompientes conectan directamente con la zona de batida.

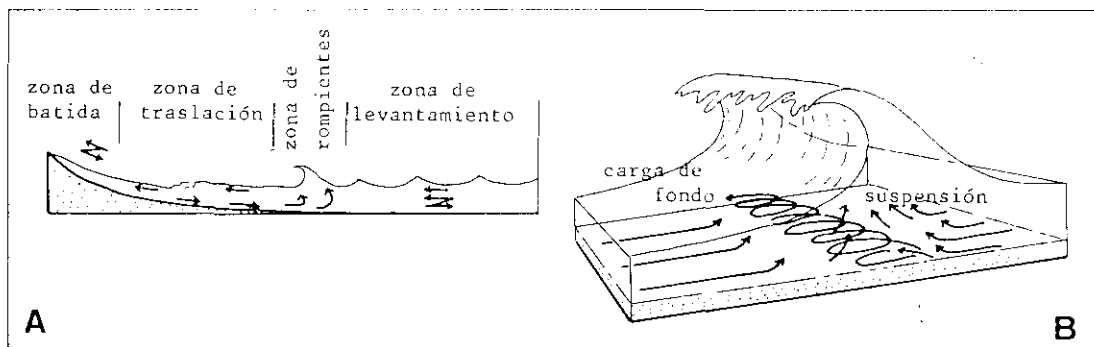


Figura 5-2.—(A) Zonas de transformación de las olas en las playas. (B) Transporte de sedimento por una ola que rompe (modificado de INGLE, 1966).

Las olas inducen un sistema de circulación costera, en el que tiene un papel muy importante el ángulo con el que los frentes de olas se aproximan a la costa (fig. 5-3). En muchos casos se produce un transporte neto de sedimento a lo largo de la costa, al que se denomina deriva litoral, que es muy importante para el desarrollo de flechas litorales e islas barrera. El ángulo de incidencia dominante de los frentes de olas depende de la orientación de la costa con respecto a las direcciones de los vientos dominantes y los frentes de borrasca.

Así pues, en las playas existen dos direcciones de transporte de sedimento que se superponen: una hacia tierra y otra paralela a la costa.

Otro factor a considerar es la alternancia de períodos de buen tiempo y tormenta. Durante el buen tiempo, las olas de período corto mueven el sedimento hacia tierra y la playa crece. Durante las tormentas, las olas tienen períodos mucho mayores y actúan más sobre el fondo, erosionando la playa y llevando sedimento hacia el mar debido sobre todo al gran desarrollo que alcanzan las corrientes de resaca (fig. 5-4).

Subambientes de playa

Se diferencian varios subambientes alargados paralelamente a la costa (fig. 5-5). En

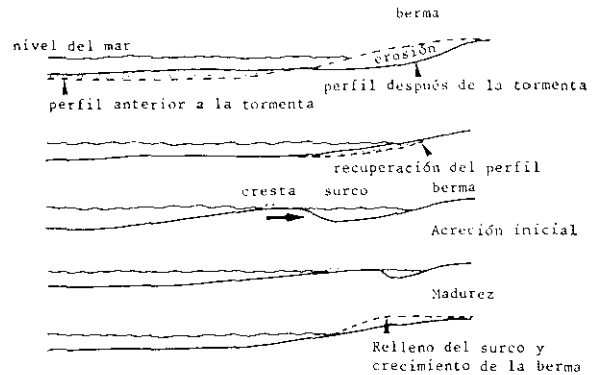


Figura 5-4.—Cambios morfológicos en las playas debido a la erosión del *foreshore* por tormentas y su posterior reconstrucción por sistemas de barras de oleaje (crestas) y surcos (modificado de DABRIO, 1982).

líneas generales, el tamaño de grano decrece hacia el mar.

Shoreface

Es la parte más profunda de la playa y pasa gradualmente a mar abierto (*offshore*) a través de la zona de transición que está marcada por el nivel de base del oleaje de buen tiempo. En conjunto se depositan sedimentos finos que oscilan de tamaño arena fina a arcilla.

En las zonas más profundas las estructuras sedimentarias más frecuentes son la lamina-

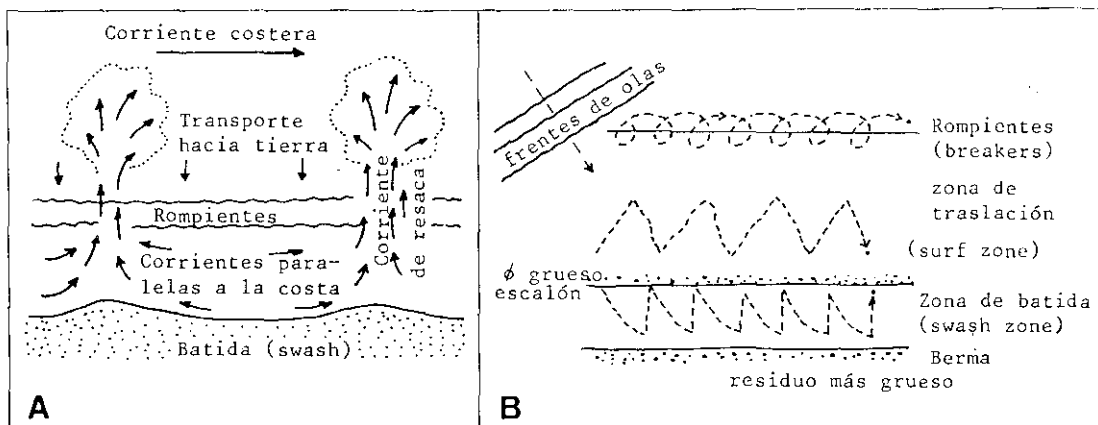


Figura 5-3.—(A) Modelo de circulación costera. (B) Componentes de la deriva litoral.

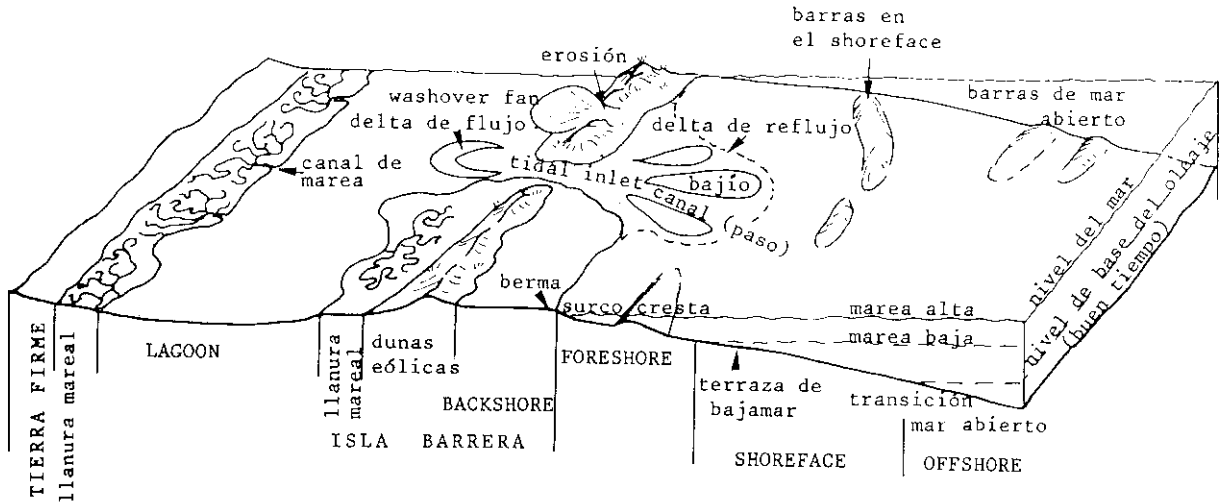


Figura 5-5.—Ambientes y subambientes sedimentarios en una costa con islas barrera.

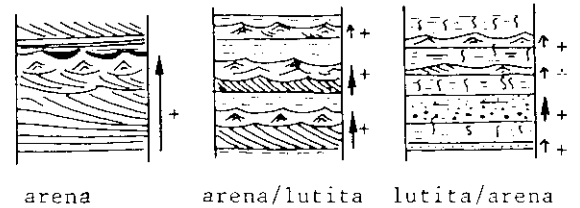
A

ción paralela y cruzada y la bioturbación. Allí las olas actúan sobre el fondo durante las tormentas y al decrecer la intensidad del oleaje se forman secuencias positivas de energía decreciente a techo. En buen tiempo hay depósito de finos que cubren a los anteriores y los organismos bioturban (figura 5-6). Un tipo peculiar de estructura es la denominada *hummocky cross bedding*, que se caracteriza por láminas de arena fina y limo que rellenan depresiones suaves excavadas por las olas de tormenta.

Hacia las partes más someras domina la estratificación cruzada, pues las olas mueven el sedimento del fondo con más constancia e intensidad. Las direcciones de estratificación cruzada debida a oleaje apuntan hacia la costa y las debidas a la resaca o a oleaje generado por vientos de tierra apuntan hacia el mar. Las corrientes paralelas a la costa (*longshore currents*) inducidas por el oleaje y las corrientes de marea producen estructuras cuyas direcciones son, asimismo, paralelas a la costa.

Foreshore

Es la parte de la playa comprendida entre los límites de las mareas alta y baja, a la



+ : secuencia positiva
 ~ : ripples de oscilación

B

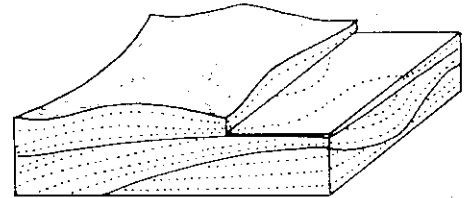


Figura 5-6.—Arriba, secuencias positivas (+) generadas por tormentas en el *shoreface*. La primera consiste en arena con laminación paralela de régimen de flujo alto, estratificación cruzada debida a *megaripples* de oscilación, laminación cruzada de *ripples* de oscilación y *flasers* de lutita que registran sucesivamente el período de máxima energía de la tormenta y su progresiva disminución y, finalmente, el asentamiento de finos tras la tormenta. La segunda muestra una alternancia arena/lutita con secuencias positivas en la arena indicadores de una menor energía del oleaje que la anterior. La tercera consiste en lutita bioturbada y arenas graduadas o con laminación cruzada, que incluyen microsecuencias positivas, indicadora de una débil acción del oleaje sobre el fondo durante las tormentas. Abajo, estratificación cruzada «hummocky».

que se llama también *estrán*. En ella el proceso dominante es la batida del oleaje que selecciona muy bien el sedimento y produce laminación paralela de alta energía inclinada hacia el mar. Los grupos de láminas están separados por superficies de discordancia que reflejan períodos repetidos de crecimiento y erosión del *foreshore* (fig. 5-7). El oleaje puede apilar el sedimento formando barras, en cuyo caso se desarrollan sistemas de barra y surco (*ridge and runnel*). Su migración produce estructuras que complican la descrita anteriormente, pues añaden estratificación cruzada con superficies de truncadura que corresponden a la facies de barra y laminación cruzada o flaser que corresponde a la de surco (DABRIO, 1982 a y b) (fig. 5-8).

Un rasgo típico del *foreshore* es la existencia de superficies de erosión que pueden trazarse sobre grandes distancias y que se deben a la destrucción y aplanamiento del *foreshore* durante las tormentas.

Backshore

Se sitúa hacia tierra de la zona de batida del oleaje, de la cual está separada por una berma que se conserva sólo en las playas construccionales. Esta zona se inunda únicamente durante las tormentas y suele mostrar laminación paralela discontinua producida por organismos terrestres, tales como pulgas de

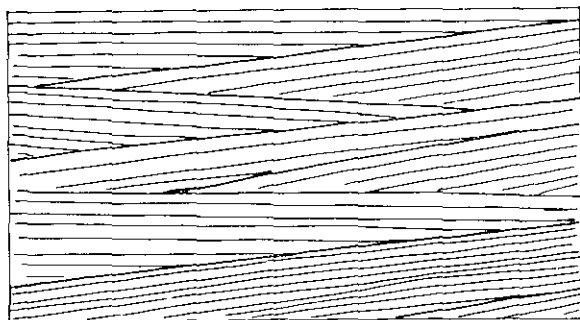


Figura 5-7.—Laminación paralela típica del *foreshore* (zona de batida). Obsérvense los sets de láminas separados por superficies de discordancia. Arenas de Neurath, Mioceno (Alemania).

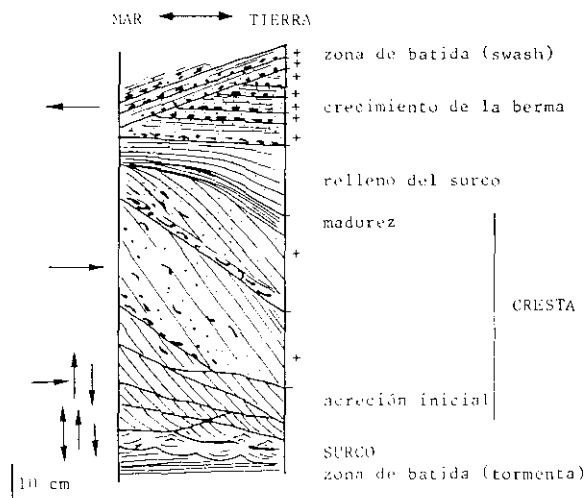


Figura 5-8.—Secuencia ideal producida por la migración de un sistema de cresta y surco (*ridge and runnel*) en el *foreshore*. La estratificación cruzada de gran escala formada por la migración de la cresta, apunta hacia tierra, pero las direcciones de corriente en el surco suelen apuntar paralelamente a la costa al igual que las crestas de los *ripples* de oscilación. Las láminas de la parte alta de la secuencia se inclinan hacia el mar. Obsérvense las secuencias positivas (+) de tamaño de grano decreciente a techo y de espesor de las láminas comprendidas entre las superficies erosivas en la facies de cresta.

arena y por raíces. En épocas de buen tiempo está sometida a deflación eólica, que deja acumulaciones de conchas y cantos (*lags*) o minerales pesados (fig. 5-9).



Figura 5-9.—Esquema de la estructura interna de los sedimentos de *backshore*, integrada por laminación paralela difusa y alguna cruzada, niveles de conchas y de acumulación de minerales pesados y bioturbación producida por animales y raíces de plantas.

Dunas eólicas

Se forman en las crestas de playa e islas barrera por acumulación de la arena removida del *backshore* y atrapada por la vegetación. Esta arena suele ser de grano fino y bien seleccionada. La estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco y laminación paralela horizontal o inclinada (fig. 5-10). Puede aparecer también estratificación cruzada compuesta y desplomes de las láminas del *foreset*.

Las olas de tormenta pueden destruir parte del sistema de dunas costeras y transportar arena más allá de éste, depositándola en forma de abanicos arenosos que se conocen como *washover fans*. Esto ocurre típicamente en contextos de costas transgresivas.

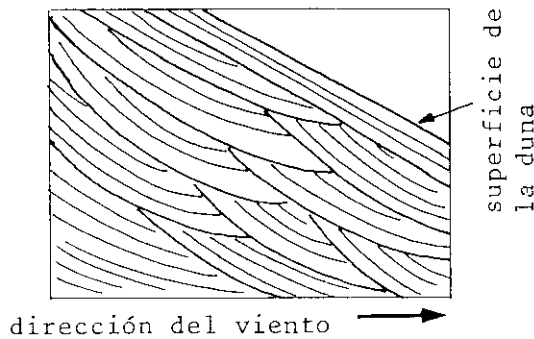


Figura 5-10.—Esquema de la estructura interna de las dunas costeras basado en el de McKEE (1957).

Otros subambientes de islas barrera

Lagoon

En las costas con islas barrera existe un *lagoon* o laguna somera detrás de las dunas eólicas, al que se asocian frecuentemente subambientes mareales. Existen, asimismo, playas secundarias en ambos márgenes del *lagoon*.

Las características sedimentarias son muy variables en función de la amplitud de las mareas y del clima. En climas húmedos contienen mucha materia orgánica y restos de plantas, mientras que en climas áridos la

materia orgánica es más escasa, aparecen huellas de desecación y la biota puede reflejar los cambios de salinidad.

El sedimento más frecuente es de grano fino con laminación paralela, depositado en aguas tranquilas. La bioturbación puede ser muy abundante, borrando parcial o totalmente la estructura interna original.

A este sedimento fino se suma arena procedente de las llanuras de marea marginales, los canales mareales que las drenan, los deltas de reflujo, la deflación eólica y los *washover fans*. Estos últimos producen cuerpos arenosos cuya estructura interna registra la disminución brusca de energía que se produce al penetrar el agua cargada de sedimento procedente de la playa en un cuerpo de agua estática (fig. 5-11).

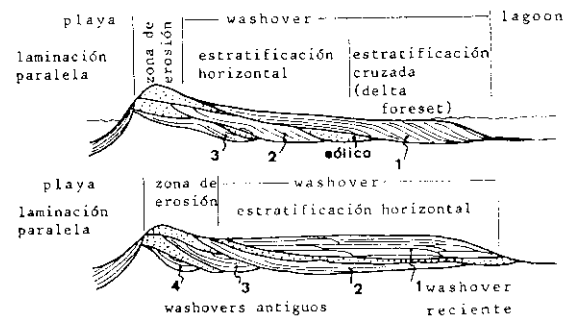


Figura 5-11.—Estructuras sedimentarias en un *washover fan* (SCHWARTZ, 1975).

Tidal inlets o esteros de marea

Son las interrupciones de las islas barrera por las cuales se ponen en comunicación el *lagoon* y el mar abierto. En sus dos extremos se suelen formar deltas de marea, de los cuales se desarrolla mejor el de flujo o el de reflujo según la relación que exista entre la amplitud de la marea y la energía del oleaje (fig. 5-12). Estos esteros o caños migran activamente, dando lugar a una secuencia que comprende gravas basales (*lags*), sobre ellas una parte con dominio mareal, otra con dominio del oleaje y, en su caso, a techo, dunas eólicas (fig. 5-13).

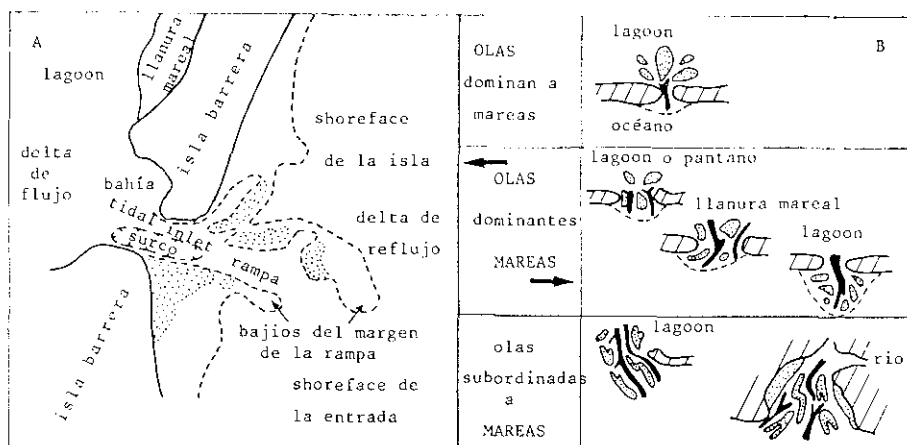


Figura 5-12.—(A).—Esquema morfológico y subambientes en un tidal inlet o estero de marea. (B) Modelos morfológicos de tidal inlets en función de las intensidades relativas del oleaje y las mareas (modificado de NUM-MEDAL, 1979).

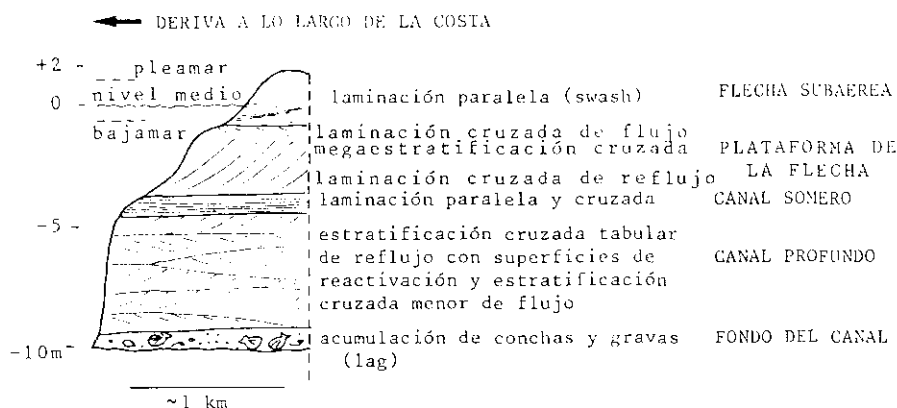


Figura 5-13. — Secuencia de facies en un tidal inlet (según KUMAR y SANDERS, 1974).

En los deltas de marea suelen dominar las corrientes de marea en las zonas internas y el oleaje en los márgenes.

Ejemplos de playas e islas barrera progradantes

Criterios generales de reconocimiento

La progradación costera produce una megasecuencia negativa. A muro se sitúan los sedimentos laminados y bioturbados de grano fino correspondientes a los subambientes de mar abierto y, sobre ellos, con desarrollo va-

riable, los sedimentos propios de los diversos subambientes descritos más arriba, para finalizar en las arenas eólicas con restos vegetales. Si se trata de islas barrera, se superpondrían facies de lagoon y, en su caso, mareales e incluso fluviales, integrando una segunda megasecuencia negativa, que suele ser de escala menor que la primera.

El tamaño de grano, la selección del sedimento (*sorting*) y el nivel de energía reflejado en las estructuras sedimentarias primarias, aumentan hacia el techo.

Con frecuencia puede reconstruirse la geometría derivada de la progradación del ambiente sedimentario. Es muy interesante des-

tacar la geometría canalizada de los esteros o *tidal inlets* y la morfología de los deltas.

La red de paleocorrientes puede variar mucho, pero suelen aparecer máximos dirigidos hacia tierra, hacia el mar y paralelamente a la costa en respuesta al sistema de circulación costera.

Los fósiles pueden ser muy escasos o incluso estar ausentes. De existir, muestran un cambio desde organismos bentónicos y planctónicos claramente marinos en la base hacia costeros y terrestres a techo. Las ichnofacies reflejan el aumento de la energía ambiental hacia el techo.

Ejemplos de playas arenosas

Un ejemplo típico lo constituyen las Arenas de Neurath, del Mioceno Superior de la cuenca del bajo Rhin, en Alemania. La secuencia ideal comprende sedimentos costeros que abarcan desde el *shoreface* inferior hasta depósitos de turba en bosque húmedo. En el *shoreface* están muy bien desarrolladas las secuencias positivas (*finning upwards*, FU), incluyendo estratificación cruzada *hummocky*, generadas por las tormentas. Más hacia la costa aparece estratificación cruzada generada

por olas que afectan el fondo con más asiduidad. Se diferencian dos subfacies: una caracterizada por estratificación cruzada en artesa y laminación paralela de régimen de flujo alto que se atribuye a barras de oleaje, y otra, con estratificación cruzada tabular y sigmoidal, que se asimila a zonas de surco entre las barras (fig. 5-14). La zona de batida se caracteriza por el desarrollo de laminación paralela, con dos subfacies: una, inferior, de laminación paralela difusa, que se asimila a la zona de surf o resaca, y la otra, superior, con laminación paralela cuyas láminas muestran suaves discordancias internas y una buena selección de la arena, que se interpreta como un depósito en la zona de batida o *swash*.

Una secuencia similar se encuentra en la Arenisca Gallup, del Cretácico de Nuevo México (fig. 5-15), descrita por CAMPBELL (1971).

Ejemplo de playa conglomerática

Puede considerarse representativa la megasecuencia negativa de la Arenisca de Branch Canyon, del Mioceno de California (CLIFTON, 1973). En la base, los depósitos de mar abierto consisten en arenas finas y limos intensa-

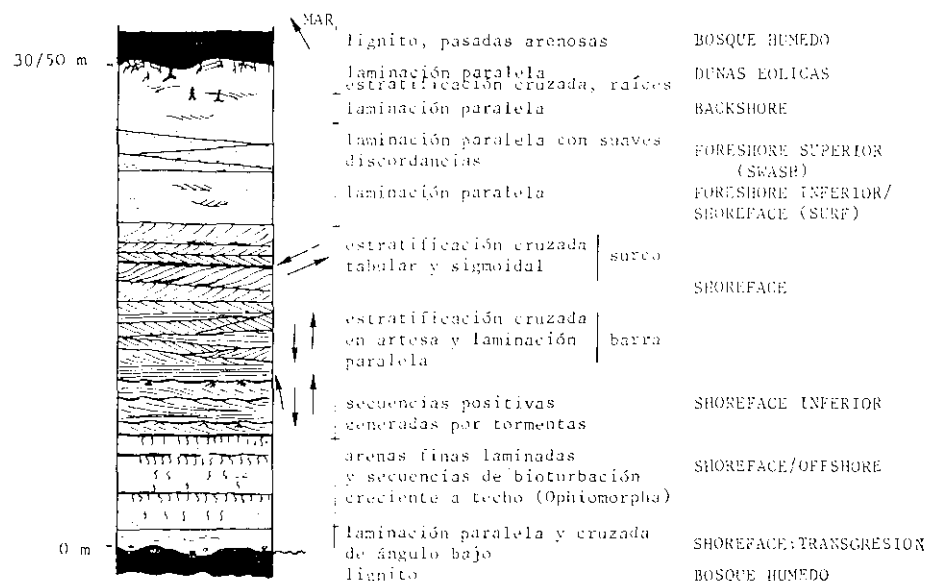


Figura 5-14. — Secuencia esquemática de facies de una playa arenosa progradante, las Arenas de Neurath del Mioceno de Alemania. Las flechas indican las direcciones de corrientes con el norte hacia arriba (basado parcialmente en FERNANDEZ y DABRIO, 1977).

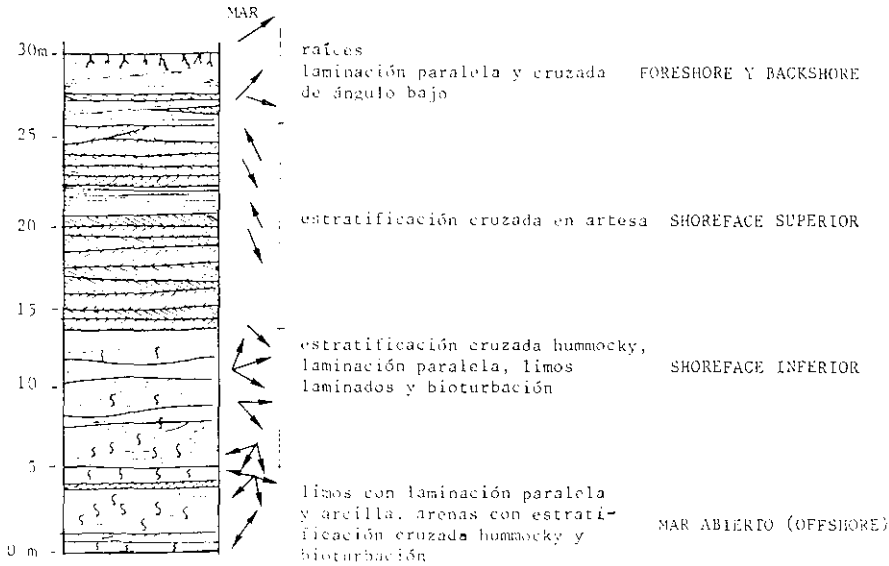


Figura 5-15.—Sucesión vertical de facies de playa progradante en la Arenisca Gallup del Cretácico de Nuevo Méjico (modificado de CAMPBELL, 1971).

mente bioturbados. Sobre ellos, arenas finas con laminación paralela y estratificación cruzada que, localmente, están bioturbadas y que corresponden al *shoreface* inferior. A éstas siguen arenas conglomeráticas con estratificación cruzada dirigida hacia el mar o paralelamente a la costa, depositadas en el *shoreface* superior. A techo, arenas de grano medio con estratificación cruzada de ángulo bajo, que pasan hacia arriba a arenas sin estructura interna y con alguna bioturbación; en conjunto, representan el *foreshore* y el *backshore* (figura 5-16).

La secuencia corresponde a la progradación de una costa de alta energía y sin barras, similar a la actual de Oregón (CLIFTON et al., 1971).

Ejemplo de playa lutítica

Se han descrito muy pocos ejemplos de este tipo de costa, entre los que puede citarse el miembro Irish Valley, del Devónico de Pensilvania (WALKER y HARMS, 1971).

Las secuencias muestran diverso grado de complejidad. El contacto basal es abrupto y neto y está cubierto por arenas muy bioturbadas, que se interpretan como un depósito

abandonado (*lag*) transgresivo. Sobre ellas aparecen arcillas verdes con alguna fauna bentónica, correspondiente a las facies de mar abierto. En algunas secuencias aparecen a esta altura bancos de arenisca de 10-50 centímetros de espesor, interestratificadas en arcillas verdes con algunos braquiópodos. Las areniscas muestran laminación paralela, estratificación cruzada de ángulo muy bajo y *ripples* de oscilación y se interpretan como facies de bajíos o barras someras en las que el oleaje separa la arena de los finos. Sería el equivalente del *foreshore* de las playas arenosas. La parte alta de las secuencias incluye limos con alguna estratificación cruzada, *ripples* de oscilación y huellas de raíces que se interpretan como llanuras de fango emergidas o llanuras aluviales lutíticas. En algunas secuencias aparecen, a techo, sedimentos fluviales de canal y llanura de inundación (fig. 5-17).

Ejemplos de playas e islas barrera transgresivas

Criterios de reconocimiento

Son los opuestos a los indicados en el apartado anterior. Se forma una megasecuencia

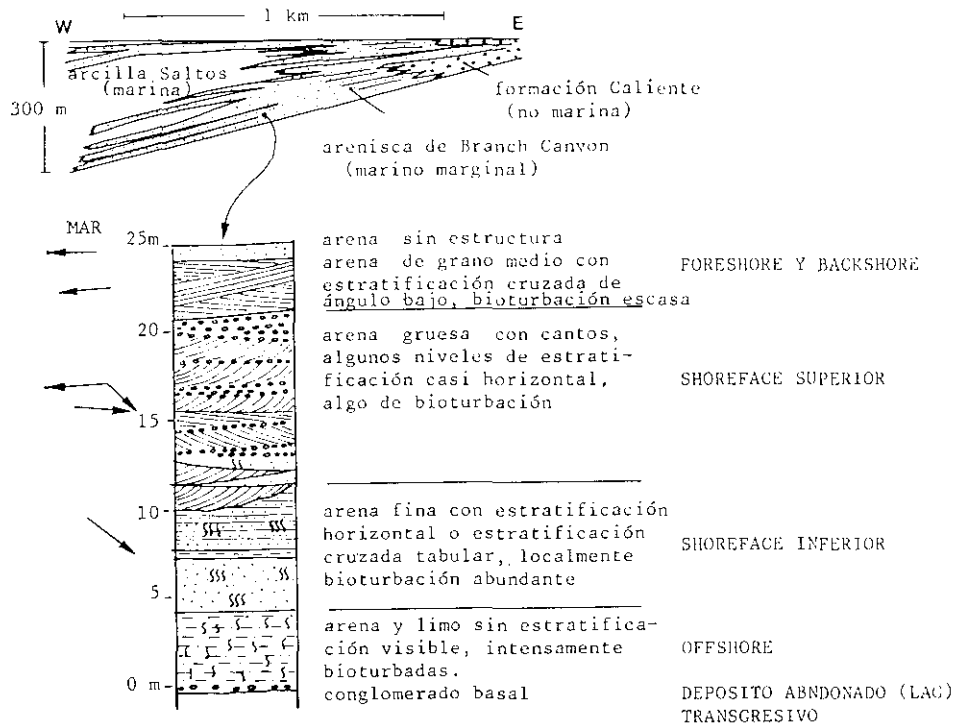


Figura 5-16.—Estructuras sedimentarias y sucesión de facies de una playa conglomerática progradante, la Arenisca Miocena de Branch Canyon (modificado de CLIFTON, 1973).

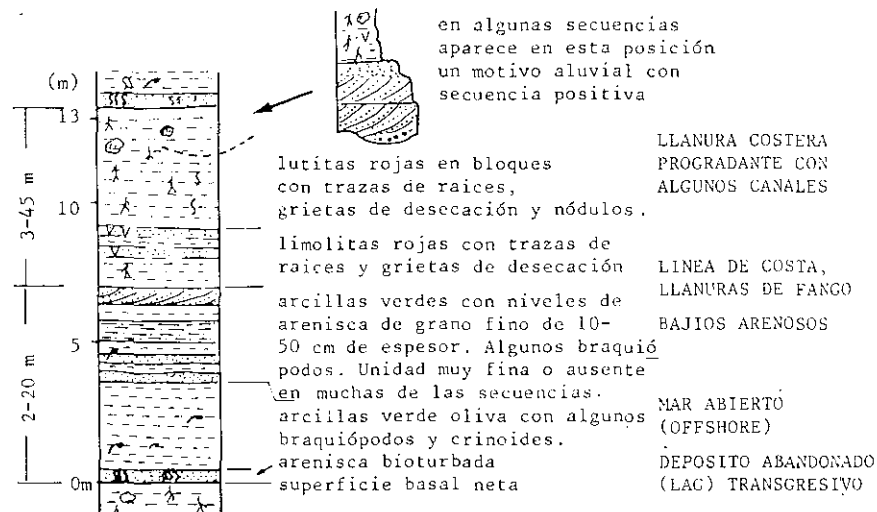


Figura 5-17.—Secuencia esquemática de una costa fangosa progradante. Miembro superior Irish Valley del Devónico de Inglaterra (modificado de WALKER y HARMS, 1971).

positiva que suele mostrar huellas de la erosión producida por la migración de las zonas de alta energía de la playa. El grado de conservación de los depósitos depende en gran medida de la velocidad de subsidencia, de la energía costera y del aporte de sedimento.

En contextos transgresivos las islas barrera son sobrepasadas repetidamente por el mar y se desarrollan masivamente los *washover fans*. De este modo, el sedimento de la isla barrera es arrastrado hacia el continente. Otra parte del sedimento que se erosiona es arrastrado hacia las partes profundas de la playa cuando las olas de tormenta se calman y el agua apilada en la playa vuelve hacia el mar.

Ejemplo de isla barrera transgresiva

BRIDGES (1976) describió la secuencia producida por la migración hacia tierra de una costa con islas barrera del Silúrico de Gales (Inglaterra). La megasecuencia resultante comprende depósitos de los diferentes subambientes descritos y, como rasgo característico, se encuentra una superficie de erosión

y acumulación de cantos producida al migrar el *foreshore* (fig. 5-18). Hay otras cicatrices menores, que se forman por mecanismos erosivos en subambientes menos energéticos.

LLANURAS DE MAREAS

Las llanuras de mareas (en inglés, *tidal flats*) son áreas de depósito amplias y poco profundas que se desarrollan en costas meso o macromareales en las que la energía del oleaje es baja. Pueden aparecer en costas abiertas o bien asociadas a estuarios, bahías, *lagunes* o deltas con dominio mareal. No es raro que estas zonas se conviertan en ambientes restringidos con salinidad anormal. Si a ello se suma la periódica exposición subaérea, se tienen condiciones excluyentes para muchos organismos marinos en los subambientes intermareales y supramareales.

Procesos sedimentarios

El agente principal de transporte, depósito y erosión es el movimiento del agua bajo la

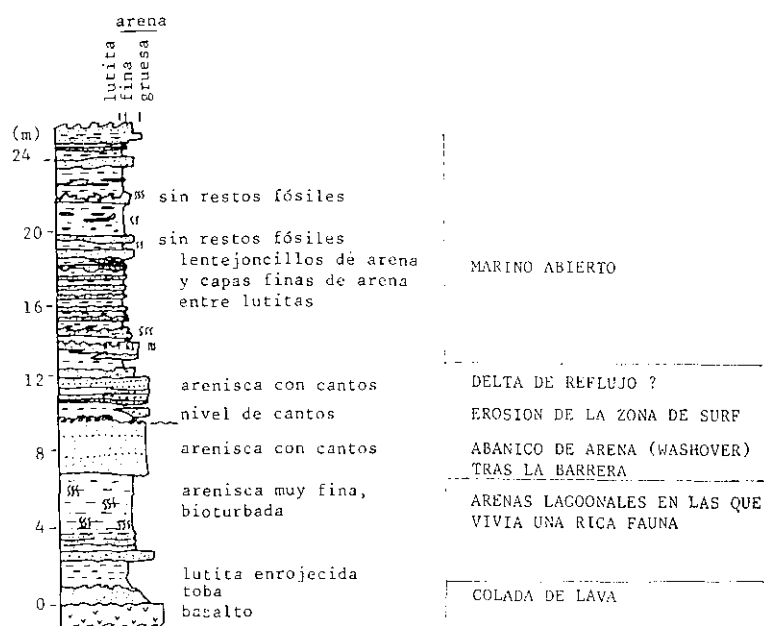


Figura 5-18.—Secuencia producida por la migración hacia tierras de una isla barrera del Silúrico de Gales (modificado de BRIDGES, 1976).

acción de las mareas. Durante la marea llanante o flujo, el agua entra en los canales de marea que surcan la llanura hasta que éstos se desbordan al subir el nivel del mar e inundan la llanura. Tras un cierto tiempo en el que el agua que cubre la zona está prácticamente quieta, comienza la vaciante o refluo y el nivel del agua desciende, confinándose finalmente en los canales que actúan como vías de drenaje de la llanura y ésta queda expuesta nuevamente.

Las mareas mueven sedimento hacia tierra durante el flujo. El movimiento de arena se produce esencialmente en los canales de marea donde las corrientes son lo bastante fuertes como para producir estratificación y laminación cruzada. Estas estructuras pueden mostrar bipolaridad de direcciones, pues el sentido del movimiento de las corrientes se invierte en cada ciclo mareal. La estructura resultante se denomina estratificación cruzada en espina de arenque o, más simplemente, y en inglés, estratificación cruzada en *herringbone*.

El sedimento fino se deposita hacia la parte alta de la llanura de mareas durante la pleamar, cuando el movimiento del agua debido a la acción de la marea es mínimo. El oleaje, sin embargo, puede actuar durante el depósito y se superpone a las complejas corrientes generando varios tipos de *ripples* con distinta orientación y *ripples* de interferencia.

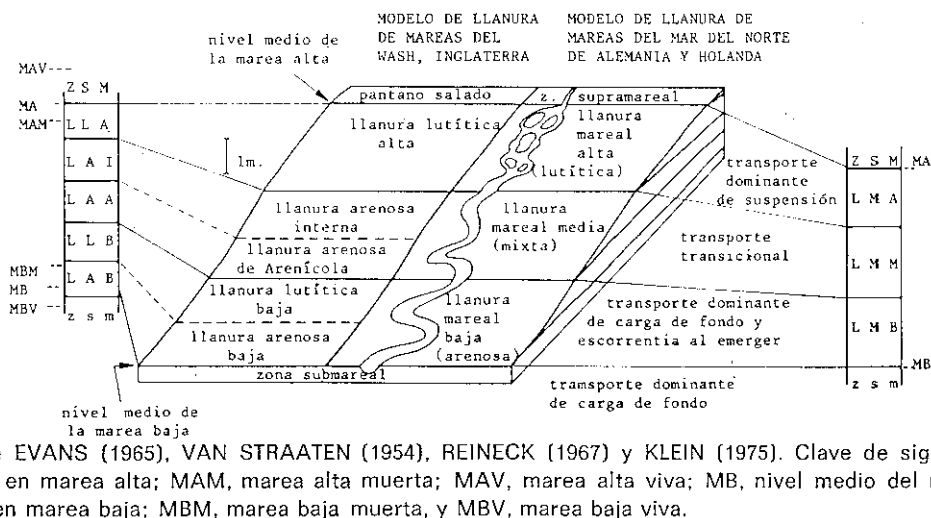
En resumen, la distribución del sedimento en las llanuras de mareas es contraria a la que se observa en las playas, puesto que el tamaño de grano decrece hacia la costa. La distribución de sedimentos y de estructuras sedimentarias responde a las diferencias de energía ambiental, a los mecanismos de transporte y a la propia situación dentro del ambiente sedimentario.

Subambientes y facies

En las llanuras de mareas se distinguen varios subambientes alargados paralelamente a la costa y de anchura variable (fig. 5-19). Las facies sedimentarias dependen en gran medida del tipo de aportes, la circulación de aguas y el clima. Con mucho aporte siliciclástico y clima húmedo se forman llanuras de marea siliciclásticas como las del Mar del Norte e Inglaterra.

En general, hay pocas especies orgánicas, pero éstas están representadas por muchísimos individuos, lo cual refleja la restricción ambiental. Los organismos que viven en los canales mareales son diferentes de los que habitan la llanura mareal. La bioturbación es muy intensa en las zonas con baja velocidad de sedimentación y escasa en las de elevada velocidad de sedimentación.

Figura 5-19.—Modelos de llanuras de mareas, subambientes y tipos de transporte en cada uno de ellos, y secuencias ideales del Mar del Norte y en el Wash (Inglaterra). Basado en datos de EVANS (1965), VAN STRAATEN (1954), REINECK (1967) y KLEIN (1975). Clave de siglas: MA, nivel medio del mar en marea alta; MAM, marea alta muerta; MAV, marea alta viva; MB, nivel medio del mar en marea baja; MBM, marea baja muerta, y MBV, marea baja viva.



Zona supramareal

Se inunda solamente en las mareas vivas y durante las tormentas. Si el clima lo permite, crece en ella una abundante vegetación propia de marismas saladas, entre la que destacan *Salicornia*, *Espartina*, etc. La vegetación actúa como trampa de sedimento. El sedimento característico es arcilloso, con una estructura laminada grosera, muy bioturbado por raíces. Existen además niveles de conchas arrastradas hasta allí durante las tormentas.

La zona supramareal está surcada por una intrincada red de canales meandriformes de drenaje que producen cicatrices erosivas en cuyo fondo quedan depósitos abandonados (*lags*) de conchas y arenas.

Es frecuente encontrar rasgos que indican emersión y desecación.

Zona intermareal

Se inunda a diario, una o dos veces, según sea el régimen mareal. Suelen diferenciarse tres zonas en las llanuras tipo costa de Alemania y Holanda, y cinco en las del Wash de Inglaterra (fig. 5-19). En el caso más simple, se distinguen:

a) *Llanura lutítica* o *mud flat*, que es la más alta topográficamente. Recibe sedimento lutítico en la fase pasiva de pleamar, el cual es parcialmente bioturbado. Los canales de drenaje están mal desarrollados.

b) *Llanura mixta* o *mixed flat*, que es la intermedia y en la cual se depositan, típicamente, alternancias de arena y lutita con estratificación ondulada, lenticular o flaser dependiendo de la relación arena/lutita que exista en el aporte sedimentario. La alternancia se debe a la sucesión de períodos de sedimentación a partir de la carga de fondo y desde la suspensión. Los primeros ocurren inmediatamente después de ser cubierta la llanura por el agua y antes de emerger, es decir, cuando la profundidad es pequeña aún. Los segundos se dan cuando el agua cubre ampliamente la llanura y la profundidad es mayor, lo cual ocurre durante casi la mitad del ciclo

mareal. La llanura mixta está surcada por canales meandriformes de drenaje.

c) *Llanura arenosa* o *sand flat*, que es la más baja topográficamente y más cercana al mar y que permanece sumergida durante la mayor parte del ciclo mareal. En ella existe una gran cantidad de sedimento que se mueve casi continuamente como carga de fondo formando estratificación cruzada (localmente *herringbone cross stratification*) y laminación cruzada de corrientes y oleaje.

Canales mareales

Son los canales por los que penetra el agua en la llenante (flujo) y que drenan la llanura en la vaciante (reflujo). Son meandriformes o, localmente, de baja sinuosidad y migran activamente. La base es erosiva y contiene acumulaciones de conchas y cantos blandos seguidas por arenas con estratificación cruzada tabular o en surco que, con frecuencia, es bipolar (*herringbone*). Al migrar retrabajan el sedimento de la llanura de mareas y producen estructuras de acreción lateral muy características, con pequeñas fracturas (figura 5-20).

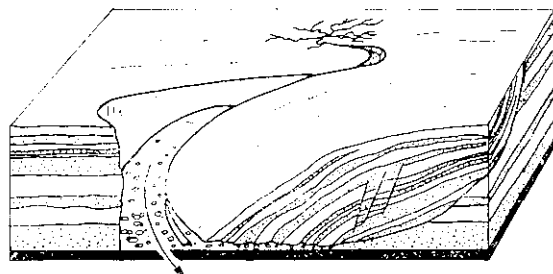


Figura 5-20.—Estructura de acreción lateral originada por la migración de un canal de marea en la llanura mareal. Obsérvense los depósitos de grano grueso en el fondo del canal y las fallas tensionales (basado en REINECK, 1967).

Zona submareal

Es la que queda por debajo del nivel de bajamar y pasa gradualmente al mar abierto.

Los depósitos dominantes son los de canal mareal y los de bajíos o barras arenosas mareales con estratificación cruzada, que frecuentemente presenta señales de reversión de flujo.

Ejemplos de llanuras de mareas

Criterios de reconocimiento

De acuerdo con la distribución de subambientes y facies sedimentarias, las megasecuencias generadas por la migración de llanuras mareales presentan una polaridad inversa a las de playa. En efecto, la progradación de una llanura mareal da lugar a una megasecuencia positiva de tamaño de grano y energía ambiental decreciente a techo (*fining-up*, FU). KLEIN (1971) sugirió que podría deducirse la amplitud de la paleomarea a partir de dicha megasecuencia: la paleoamplitud sería igual a la distancia entre los depósitos más bajos de la zona intermareal y los más altos de la supramareal, una vez corregido el efecto de la compactación (figura 5-21).

La secuencia resultante de la migración de

una llanura mareal en contexto transgresivo sería negativa, con tamaño de grano y energía ambiental crecientes hacia el techo (*coarsening-up*, CU).

Un ciclo sedimentario completo, constituido por una transgresión y una regresión, comprendería ambas secuencias superpuestas (figura 5-22).

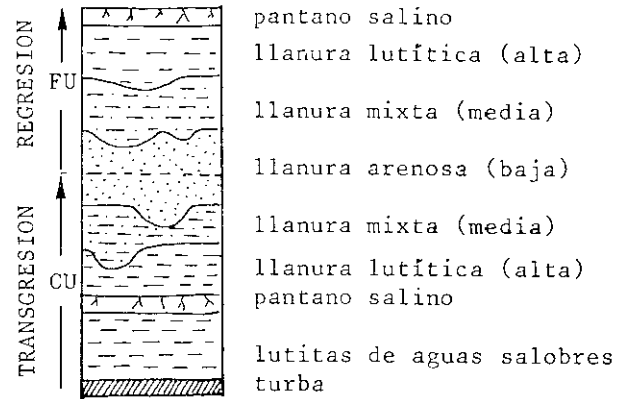


Figura 5-22.—Sucesión ideal formada por la superposición de una secuencia transgresiva y otra regresiva en ambientes de llanura mareal (basada en REINECK, 1972).

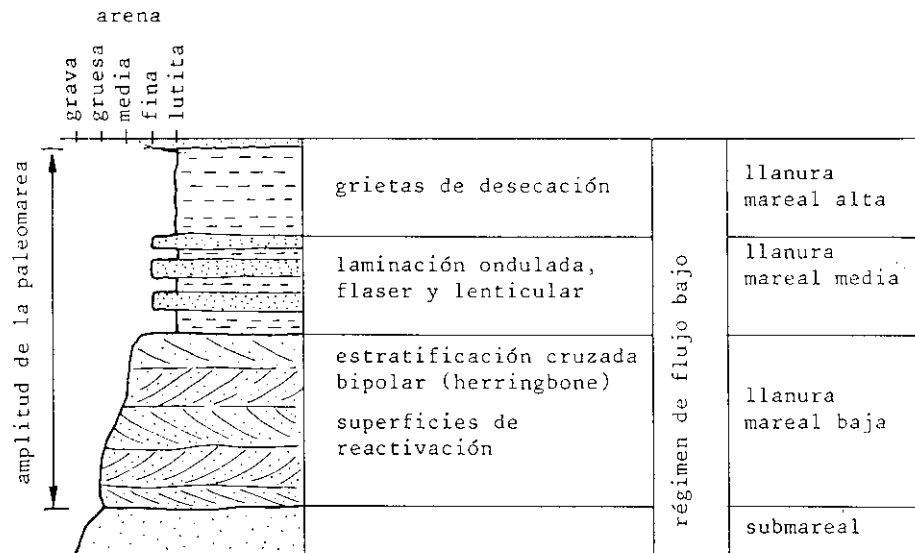


Figura 5-21.—Secuencia vertical generada por la progradación hacia el mar de una llanura mareal y estructuras sedimentarias resultantes. Se indica también la amplitud de la paleomarea (según KLEIN, 1975).

Ejemplo de secuencia progradante de llanura mareal

Uno muy característico es la secuencia descrita por KLEIN (1970) en la Cuarcita Inferior de grano fino de Islay, en Escocia (Inglaterra). La secuencia se divide en dos partes. La inferior consiste en arenas con estratificación cruzada (facies 1) que corresponden a los depósitos en zonas submareales o en las partes bajas de la zona intermareal, es decir, en la llanura arenosa. La superior (facies 2) es esencialmente lutítica y representa los depósitos de la zona intermareal media y alta y la zona supramareal (fig. 5-23).

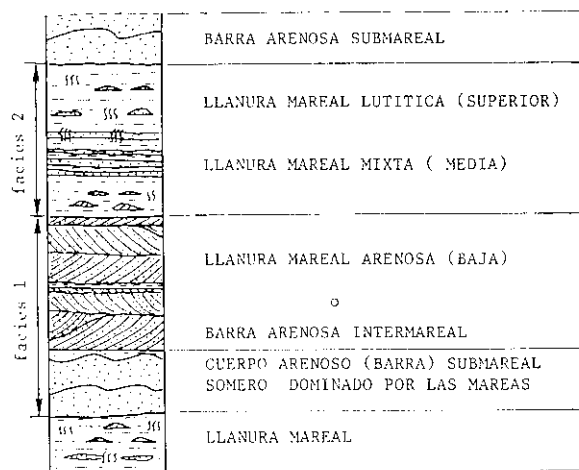


Figura 5-23.—Secuencia positiva de tamaño de grano decreciente a techo (FU) debida a la progradación de una llanura mareal precámbrica, la Cuarcita Inferior de grano fino de Islay (basado en KLEIN, 1970).

ESTUARIOS

Un estuario es un ambiente complejo que puede definirse como una masa de agua costera, parcialmente confinada, que tiene una conexión libre con el mar abierto y en la cual el agua del mar es apreciablemente diluida por agua dulce fluvial (PRITCHARD, 1967). Esta definición restringe el término a la interfaz dinámica entre el agua del río y la del mar, de manera que no todas las partes

bajas de los ríos son estuarios, ni tampoco los entrantes marinos en forma de embudo, tales como la Bahía de Fundy. Sin embargo, las desembocaduras de muchos canales distributarios deltaicos tienen características de estuario.

Los valles fluviales inundados integran el tipo más frecuente de estuario actual y se formaron en respuesta a la elevación postglacial del nivel del mar al comienzo del Holoceno. Estos estuarios son los más frecuentes en las costas bajas de los márgenes continentales pasivos de tipo Atlántico. Frente a los estuarios de este tipo suele haber islas barrera o flechas litorales (*spit bars*) y el intercambio de aguas entre el mar abierto y las bahías y estuarios se lleva a cabo a través de los esteros de marea (*tidal inlets*). En la costa atlántica de los Estados Unidos hay buenos ejemplos de esta clase de estuario, mientras que en la costa europea noroccidental los estuarios son en forma de embudo.

Los estuarios actuales constituyen un rasgo costero muy notable y ello quizá puede inducir a errores en cuanto a su importancia en el pasado, ya que muchos estuarios modernos se están rellenando rápidamente a causa de las elevadas velocidades de sedimentación. Aunque es indudable que los estuarios existieron en el pasado, lo más probable es que fueran menos representativos que los grandes valles fluviales inundados de hoy día (LEEDER, 1982).

Dinámica de los estuarios

El agente principal es la acción de las mareas —en función de las propiedades del régimen mareal y de cómo cambian a lo largo del estuario— en relación con las magnitudes relativas del oleaje y el río. El sedimento procede tanto del mar como del río y el tamaño de grano está controlado por la floculación y por la resuspensión del material de los pellets fecales.

La mezcla de agua dulce y salada da lugar a un sistema de circulación en el estuario a causa de la diferencia de densidades entre

ambas. La mejor forma de considerar su dinámica es a partir del principio del equilibrio de sal que se lleva a cabo por difusión y por advección. Difusión se refiere al flujo de la sal por mezcla turbulenta, mientras que advección se refiere al flujo masivo de agua y sal asociado a circulación y olas internas. Según esto, PRITCHARD y CARTER (1971) diferenciaron cuatro tipos extremos de estuarios con transiciones entre ellos (fig. 5-24).

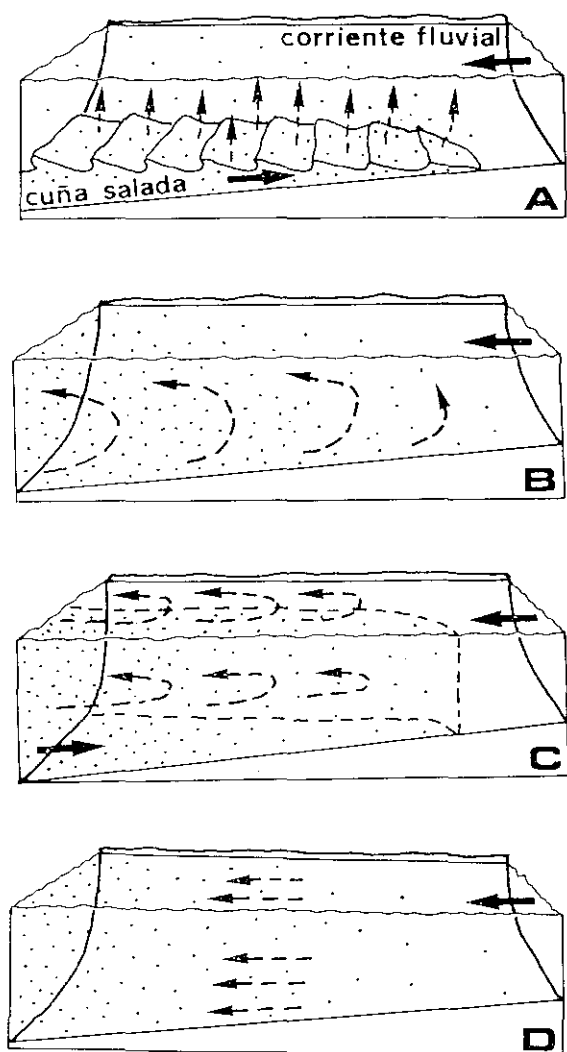


Figura 5-24.—Diagrama esquemático de los cuatro tipos de estuarios que se describen en el texto (modificado de PRITCHARD y CARTER, 1971).

Tipo A: Están dominados por el río, y los procesos de mezcla por mareas y olas son mínimos. El sistema está dominado por una cuña salada sobre la que fluye el agua dulce. En la superficie entre ambas se forman olas internas que dificultan la advección hacia arriba. En el extremo de la cuña hay una zona de máxima deposición de carga de fondo y floculación de sedimento en suspensión, que se mueve hacia arriba y abajo cuando varía la descarga del río y, en menor escala, con las mareas.

Tipo B: También se llaman parcialmente mezclados, pues la turbulencia de las mareas rompe la superficie superior de la cuña salada y permite un gradiente de salinidad más regular del fondo a la superficie, tanto por advección como por difusión. En nuestro hemisferio, y a causa de la rotación terrestre, el flujo mareal se sitúa cerca de la superficie y es más fuerte hacia la izquierda. Los movimientos del agua salada arriba y abajo del estuario influyen mucho sobre la dinámica sedimentaria. El sedimento fluvial que se asienta en la capa salada se mueve aguas arriba por la componente neta del transporte mareal y acaba acumulándose formando un máximo de turbidez.

Tipo C: Se denominan homogéneos verticalmente, pues las corrientes mareales son muy fuertes y destruyen totalmente el límite entre la cuña salada y el agua dulce e impiden el desarrollo de trampas de sedimento. Dominan la difusión lateral y la advección lateral y vertical de modo que no hay variaciones de la salinidad en la vertical, sino un cambio gradual de la salinidad aguas abajo.

Tipo D: Es un tipo teórico del espectro que se caracteriza por una homogeneidad lateral y vertical de la salinidad. En condiciones de equilibrio, hay difusión de sal aguas arriba para reemplazar la que se pierde por mezcla de advección. Los movimientos mareales transportan libremente el sedimento sin que existan trampas internas de éste.

Como se ve, hay una interrelación muy interesante entre el río y las mareas, que varía continuamente, lo cual explica el que muchos

estuarios sean intermedios entre A y B o B y C, dependiendo de las magnitudes relativas del flujo del río y de la marea en un momento dado del año. La mayoría de los estuarios tienen características del tipo B y actúan como trampas de sedimento, pero ello no impide que las corrientes residuales de refluo y de oleaje puedan arrastrar chorros de sedimento de grano fino bastante lejos hacia la plataforma.

Subambientes y facies

La asociación característica de subambientes en los estuarios con rango mareal apreciable (tipos B, C y D) incluye llanuras de marea con canales mareales, canales de estuario y barras y bajíos de arena. Esta asociación cambia lateralmente a ambientes marinos en una dirección y a fluviales en otra (figura 5-25). La progradación de un complejo de estuario supondría el relleno de los canales por materiales con secuencias positivas de tamaño de grano decreciente a techo (FU), con *point bars* influidos por las mareas y barras laterales con mucho sedimento fino incluyendo laminaciones lenticulares, *flaser* y onduladas, según la relación arena/lutita disponible, y bipolaridad de corrientes. Las secuencias terminarían en sedimentos de llanuras mareales. Estas secuencias de relleno de canal se situarían sobre facies marinas con o sin barras arenosas mareales y estarían separadas de ellas por superficies erosivas.

Reconocimiento de secuencias de estuarios

Uno de los datos más importantes para el diagnóstico de ambientes mareales, bien sean llanuras mareales o estuarios, es la identificación del carácter reversible de las corrientes que mueven los sedimentos. Este puede reflejarse en dos rasgos de la estructura interna: la bidireccionalidad o la sucesión de períodos de marea viva y muerta.

El carácter reversible de la corriente se puede traducir en estratificación cruzada bipolar (*herringbone*) si las corrientes opuestas

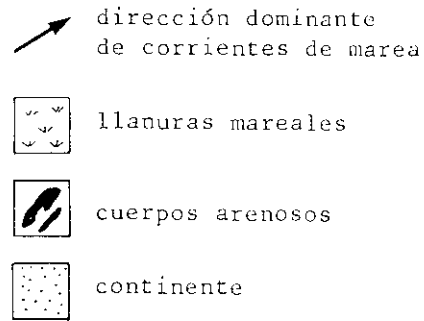
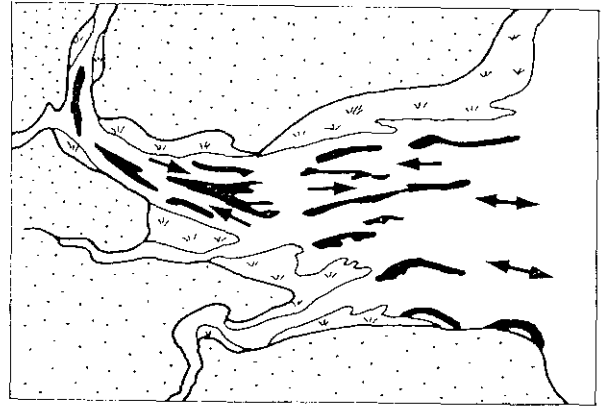


Figura 5-25.—Esquema morfológico de un estuario macromareal caracterizado por un canal en forma de embudo con barras alargadas formadas por corrientes mareales en el centro y llanuras mareales en los márgenes (algo modificado, según HAYES, 1976).

tienen una velocidad semejante. Cuando predomina una de las dos corrientes, ésta produce estratificación cruzada unidireccional con indicaciones de la reversión del flujo debidas a la corriente subordinada. Las indicaciones (figura 5-26) son, por ejemplo, la aparición, especialmente al pie del *foreset*, de estratificación cruzada de escala más pequeña o laminación cruzada dirigidas en sentido opuesto a la dirección dominante, y de superficies de truncadura impropriamente denominadas superficies de reactivación (fig. 5-27).

Otro criterio de acción mareal es la existencia de láminas de arena y lutita formando parejas en el *foreset*, generadas por la alternancia de períodos de corrida de marea con depósito de arena y de aguas quietas (*slack*

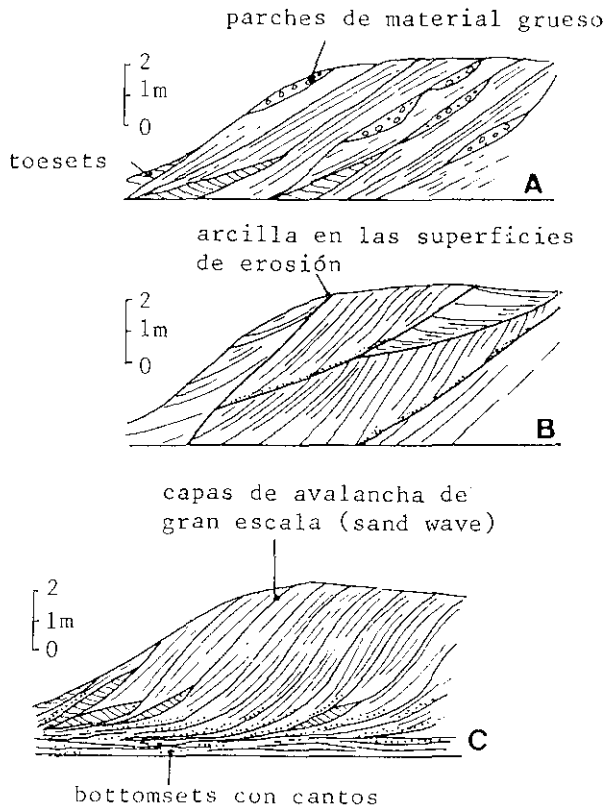


Figura 5-26.—Estratificación cruzada de gran escala debida a la migración de *megaripples* mareales, con indicaciones de reversión del flujo en los *sets* que buzan en sentido opuesto, en las superficies de truncadura («reactivación») cubiertas por lutita y en los *toesets* cubiertos en contra de la corriente principal. Arenas de Woburn, Cretácico (modificado de BENTLEY, 1970; en ELLIOTT, 1978).

water period) con depósito de lutita. Un criterio más firme en este sentido lo suministra la existencia de haces de láminas mareales, que son intervalos de láminas de estratificación cruzada separadas por «planos de pausa» (que pueden ser erosivos o deposicionales) que registran la marea dominante y subordinada, respectivamente (BOERSMA y TERWINDT, 1981). Estos haces están dispuestos en una secuencia lateral que refleja los períodos de marea viva y marea muerta (figura 5-28).

Dado que los estuarios están dominados por la mezcla de agua dulce y salada, las

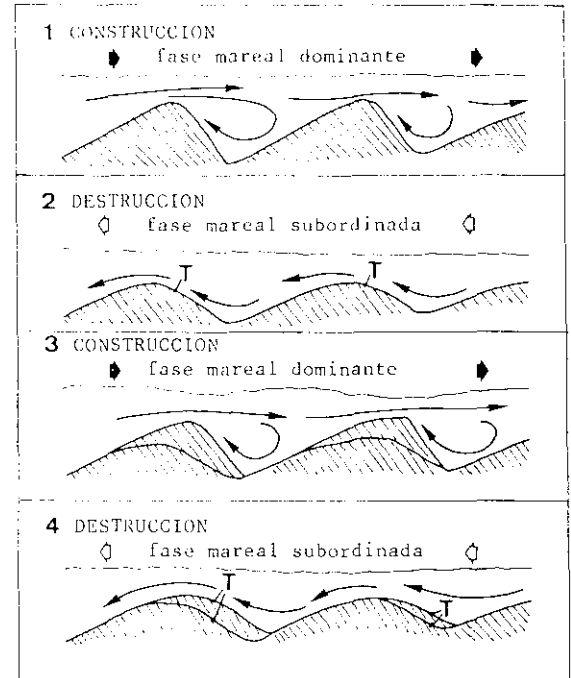


Figura 5-27.—Formación de superficies de truncadura («reactivación») en *megaripples* mareales por la acción erosiva de la fase mareal subordinada (modificado de KLEIN, 1970).

asociaciones de fauna estarán adaptadas a los cambios de salinidad. En especial, los *Ostrácodos* permiten delimitar las distintas zonas de salinidad y dan indicaciones de la magnitud del transporte, pues las valvas removidas tras la muerte del animal van a parar a zonas en las que viven otras comunidades.

Ejemplos de estuarios fósiles

CAMPBELL y OAKES (1973) interpretaron la Formación de Fall River, del Cretácico Inferior de Wyoming, como un depósito de estuario. Aunque los autores no aportan pruebas paleontológicas firmes, las supuestas areniscas de estuario forman complejos que se imbrican hacia el mar rellenando cada unidad incisiones erosivas poco profundas talladas en unidades más antiguas. Estos rellenos se sitúan entre facies marinas o de llanura mareal

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS

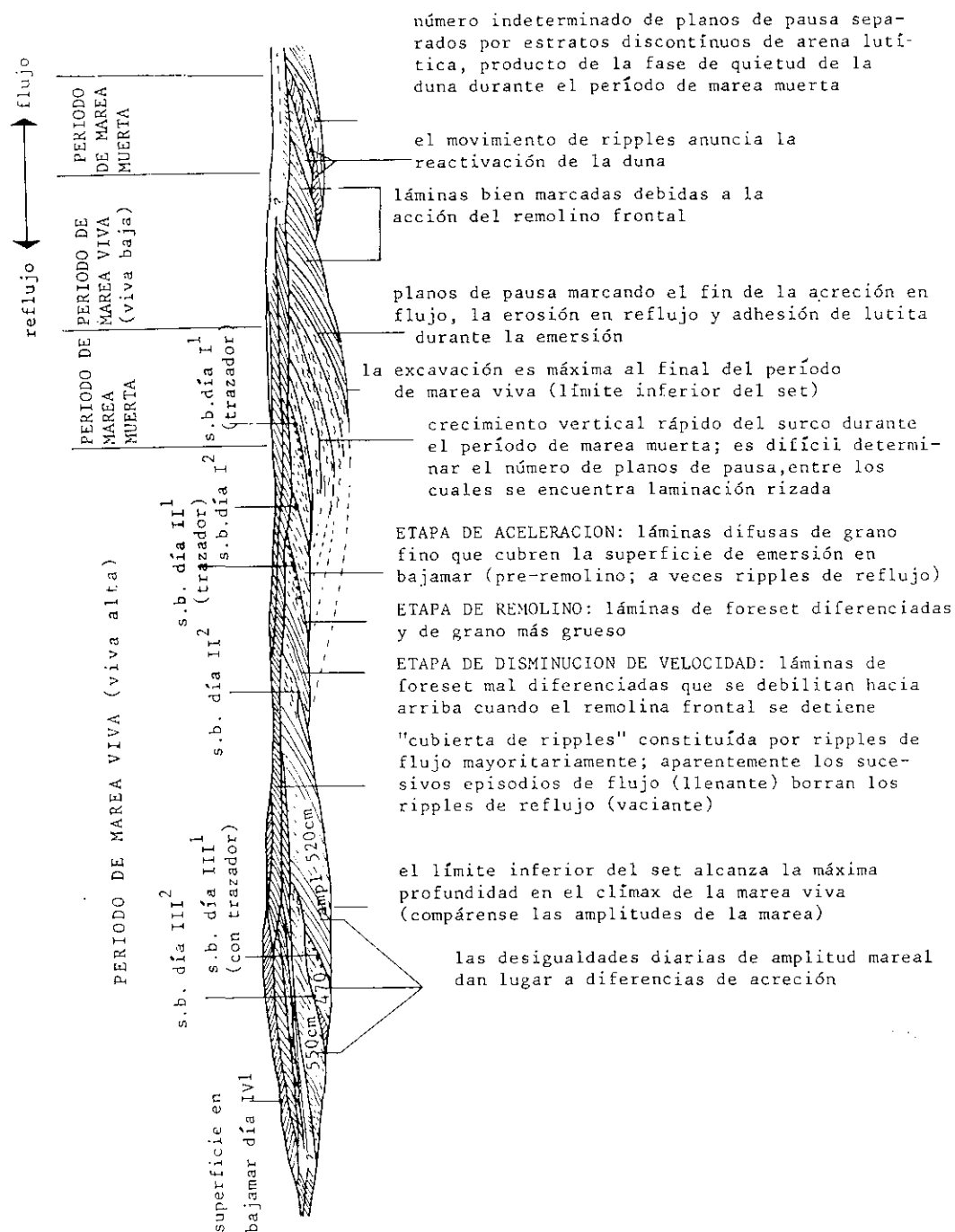


Figura 5-28.—Registro de las secuencias laterales de elementos estructurales de menor orden (marea simple) y de mayor orden (marea muerta-marea viva) generadas en un período mensual (dos ciclos marea muerta-marea viva) para un mismo *sand wave* (modificado de BOERSMA y TERWINDT, 1981).

a muro y depósitos fluviales de areniscas con estratificación cruzada a techo. Las facies altas del estuario presentan estratificación cruzada de gran escala orientada según la corriente de refluo. Las facies inferiores, de grano más fino, se componen de arenas con *ripples* de oscilación y laminación *flaser*. El hecho de que los depósitos de estuario aparezcan rellenando incisiones suaves se atribuye a avulsiones periódicas de canales mayores de estuario a causa de las tormentas.

BIBLIOGRAFIA

- BOERSMA, J. R., y TERWINDT, J. H. J. (1981).—«Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary». *Sedimentology*, 28, pp. 151-170.
- BRIDGES, P. H. (1976).—«Lower Silurian transgressive barrier islands, southwest Wales». *Sedimentology*, 23, pp. 347-362.
- CAMPBELL, C. V. (1971).—«Depositional model-Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, Northwestern New Mexico». *J. Sedim. Petrol.*, 41, pp. 395-409.
- CAMPBELL, C. V., y OAKES, R. O. (1973).—«Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming». *J. Sedim. Petrol.*, 43, pp. 765-778.
- CLIFTON, H. E. (1973).—«Marine-nonmarine facies change in Middle Miocene rocks, southeastern Caliente Range, California». *Ann. Mtg. SEPM Field Trip*, 2, pp. 55-57.
- CLIFTON, H. E.; HUNTER, R. E., y PHILLIPS, R. L. (1971).—«Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore». *J. Sedim. Petrol.*, 41, pp. 651-670.
- DABRIO, C. J. (1982).—«Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain». *Sediment. Geol.*, 32, pp. 141-151.
- (1982).—«The internal structure of ridges, runnels and berms as a result of the interaction of waves and tides on the foreshore». *I. A. S. 3rd. EUR. Meeting, Copenhagen, 1982, Abstr.*, pp. 8-9.
- DAVIS, R. A. (ed.) (1978) (*).—*Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 420 pp.
- DAVIS, R. A., y ETHINGTON, R. L. (1976) (*).—«Beach and Nearshore Sedimentation». *SEP Spec. Pub.*, número 24, Tulsa, 187 pp.
- DAVIS, R. A.; FOX, W. T.; HAYES, M. O., y BOOTHROYD, J. C. (1972) (*).—«Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments». *J. Sedim. Petrol.*, 32, pp. 413-421.
- DE RAAF, J. M. F., y BOERSMA, J. R. (1971) (*).—«Tidal deposits and their sedimentary structures». *Geol. Mijn.*, 50, pp. 479-504.
- ELLIOTT, T. (1978).—«Clastic shorelines». En H. G. Reading (ed.). «Sedimentary Environments and Facies». *Blackwell Sci. Pub.*, pp. 143-177.
- EVANS, G. (1965).—«Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash». *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 121, pp. 209-245.
- FERNANDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1977).—«Caracterización de sedimentos litorales en Mioceno del distrito lignífero del Bajo Rhin, Alemania». *Cuad. Geol.*, 8, pp. 101-112.
- GINSBURG, R. N. (1975) (*).—*Tidal Deposits. A case-book of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, 428 pp.
- HAYES, M. O. (1976).—*Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium*. En L. E. Gronin (ed.). *Estuarine Research*, vol. II, pp. 3-22.
- HINE, A. C. (1976).—*Bedform distribution and migration patterns on tidal deltas in the Chatham Harbor estuary, Cape Cod, Massachusetts*. En L. E. Gronin (ed.). *Estuarine Research*, vol. II, pp. 235-252.
- INGLE, J. C. (1966).—*The Movement of Beach Sand*. Elsevier, 221 pp.
- KLEIN, G. de V. (1970).—«Tidal origin of a PreCambrian Quartzite — the Lower Fine Grained Quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland». *J. Sedim. Petrol.*, 40, pp. 973-985.
- (1971).—«A sedimentary model for determining paleotidal range». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, pp. 2585-2592.
- (1975) (*).—«Sandstone depositional models for exploration for fossil fuels». *Cont. Educ. Pub. Co. Inc.*, 110 pp.
- KUMAR, N., y SANDERS, J. E. (1974).—«Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets». *Sedimentology*, 21, pp. 491-532.
- LEATHERMAN, S. P. (ed.) (1979).—*Barrier Islands*. Academic Press Inc., 325 pp.
- LEEDER, M. R. (1982).—«Sedimentology». *Process and Product*. G. Allen & Unwin, 344 pp.
- McKEE, E. D. (1957).—«Primary structures in some recent sediments». *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 41, pp. 1704-1747.
- NUMMEDAL, D. (1979).—«Tidal inlet sediment dispersal along the German North Sea coast». *I. A. S. Int. Mtg. Hol. mar. sedim. North Sea basin. Abstr.*, 27.
- PRITCHARD, D. W. (1967).—«What is an estuary: physical viewpoint». En G. H. Lauff (ed.). *Estuaries. Am. Ass. Adv. Sci. Washington*, pp. 3-5.

- PRITCHARD, D. W., y CARTER (1971).—*Estuarine circulation patterns*. En J. R. Schubel (ed.), *The Estuarine Environment*. Am. Geol. Inst., pp. 1-17.
- REINECK, H. E. (1967).—*Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea*. En G. H. Lauff (ed.), *Estuaries*. Am. Ass. Adv. Sci. Washington, pp. 191-206.
- (1972).—*Tidal flats*. En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (ed.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. SEPM Spec. Pub., núm. 16, pp. 146-159.
- SCHWARTZ, R. K. (1975).—«Nature and genesis of

- some washover deposits». *Tech. Mem. U.S. Army Corps Engrs. Coastal Engng. Res. Centre*, 61, 98 pp.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954).—«Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands». *Leidse. Geol. Meded.*, 19, pp. 1-110.
- WALKER, R. G. (ed.) (1979).—«Facies Models». *Geoscience Canada*, 211 pp.

(*) Las referencias indicadas con un asterisco son las que no se citan en el texto pero que se consideran de interés.

5.2. DELTAS

INTRODUCCION

Los deltas son protuberancias costeras que se forman en las desembocaduras de los ríos que aportan a la costa y a la parte interna de la plataforma más sedimento del que pueden redistribuir los procesos marinos. Su génesis está ligada a la brusca reducción de velocidad y de competencia de la corriente fluvial que se produce cuando el flujo abandona el canal confinado y se expande en una masa «estática» de agua marina, lacustre o *lagoonal*. Los deltas aparecen en cualquier contexto climático o tectónico, con energía del oleaje y amplitudes de mareas muy variables. Las condiciones esenciales para su desarrollo son un aporte alto de sedimento y una subsidencia adecuada.

Se consideran sedimentos deltaicos los que han sido transportados por el río, ya se depositen en medio subaéreos o subacuáticos. Se incluyen en ellos los que han sido remodelados por las olas o las mareas.

En un delta se diferencian tres partes: la *llanura deltaica*, que está esencialmente emergida; el *frente deltaico*, o parte fluviomarina, y el *prodelta*, que es la más profunda y ya claramente marina. Estas tres zonas equivalen, aproximadamente, al *topset*, *foreset* y *bottomset* de los deltas lacustres descritos por GILBERT (1890) (fig. 5-29).

Si la velocidad de sedimentación supera al conjunto de la subsidencia y el retrabajado

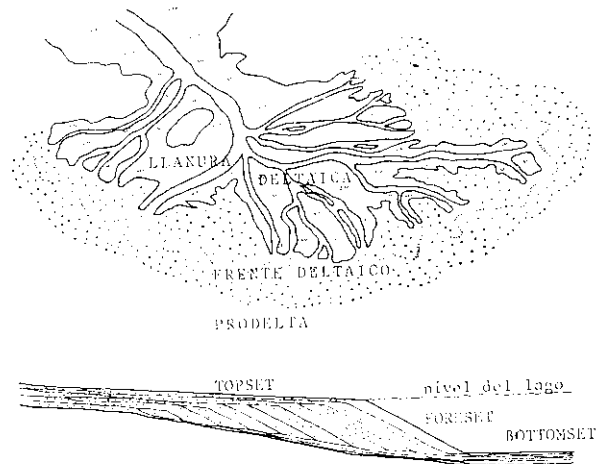


Figura 5-29.—Ambientes deltaicos (según CORRALES et al., 1977) y partes de un delta lacustre (modificado de GILBERT, 1890).

marino se produce un avance de los sedimentos deltaicos y la consiguiente *progradación*. En caso contrario, los agentes dinámicos marinos dispersan los sedimentos y destruyen el delta, produciéndose una *transgresión*.

FACTORES QUE CONTROLAN EL ORIGEN Y LA MORFOLOGIA DE LOS DELTAS

Para entender la variabilidad de los deltas y poder aplicar esa información a las series del-

taicas antiguas han de tenerse en cuenta muchos factores que interaccionan entre sí. El modelo conceptual de ELLIOTT (1978) considera el régimen deltaico como la expresión de la situación general y lo relaciona con su morfología y su modelo de asociaciones de facies (fig. 5-30). Pasemos revista sucintamente a los factores implicados.

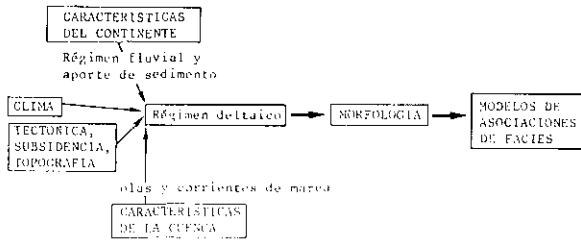


Figura 5-30.—Modelo conceptual de la interrelación de factores que controlan el régimen y la morfología deltaicos y los modelos de asociaciones de facies resultantes (modificado de ELLIOTT, 1978).

Las *características del continente* se refieren tanto al régimen fluvial, caracterizado por la descarga de agua y sus fluctuaciones, y el suministro de sedimento y su tamaño de grano, como a los procesos que tienen lugar en la desembocadura de los canales.

Del *clima* dependen el suministro de agua y de sedimento, el tipo de depósitos deltaicos que se forman «in situ» y el régimen de vientos y tormentas, es decir, la intensidad del oleaje, su frecuencia y las direcciones predominantes de aproximación a la costa.

La *tectónica* es responsable, en parte, de la pendiente de la plataforma e influye sobre la subsidencia, la forma de la cuenca y la topografía.

Las *características de la cuenca* incluyen factores muy variados, desde la diferencia de densidad entre las aguas del río y de la cuenca a los procesos costeros y oceánicos que se refieren a la energía de las olas, a las corrientes en aguas profundas, a las corrientes mareales y a los procesos eólicos.

A causa de la variabilidad de estos factores no es posible elaborar un modelo único de deltas y se han propuesto diversas clasificaciones. La clasificación de GALLOWAY (1975) se basa en el proceso que domine en el frente deltaico, al que se considera la parte más representativa del delta. Se utiliza un diagrama triangular en el que se distinguen campos para los deltas con dominio del río, del oleaje y de las mareas (fig. 5-31).

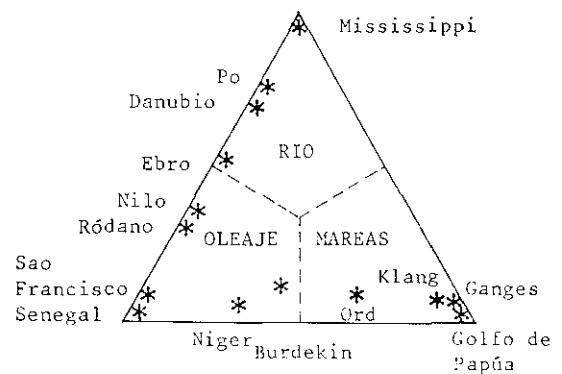


Figura 5-31.—Diagrama ternario de tipos deltaicos basado en el régimen dominante en el frente deltaico (modificado de GALLOWAY, 1975, y ELLIOTT, 1978).

AMBIENTES Y ASOCIACIONES DE FACIES EN DELTAS MODERNOS

Se distinguen tres ambientes con varios subambientes: la llanura deltaica, el frente deltaico y el prodelta. Los dos primeros son los más sensibles al régimen deltaico, mientras que el prodelta es bastante similar en todos los casos.

Llanura deltaica

Es la parte «subaérea» del delta y consiste en una red de canales fluviales activos y abandonados, que se denominan *canales distributarios*, que son los que distribuyen el caudal

del río. Entre ellos quedan unas zonas emergidas o inundadas, que se denominan *áreas interdistributarios*, a las que llega sedimento durante las avenidas fluviales, las mareas vivas o las tormentas, según los casos. Estas áreas pueden ser lacustres, palustres o pantanosas o abiertas al mar en forma de bahías poco profundas.

Las facies y secuencias de canal distributario son semejantes a las de canal fluvial, y el relleno presenta, normalmente, secuencias positivas (FU) debidas a migración lateral o a abandono y relleno posterior en régimen de aguas tranquilas o estancadas.

En las áreas entre distributarios el depósito se lleva a cabo en medio tranquilo y los sedimentos resultantes son de grano fino con laminación paralela y bioturbación y muy influidos por el clima de la región. Estas zonas reciben agua y sedimento durante las avenidas del río por desbordamiento generalizado (*overbank*) o rotura de los bordos (*crevasse*) de los canales. A partir de estos procesos se originan secuencias negativas (CU), difíciles de distinguir en las partes distales debido a la progresiva disminución del tamaño de grano y a la reducción de espesor (fig. 5-32).

La acción mareal juega un papel importante en las partes bajas de los canales distributarios de deltas dominados por las mareas. En esas zonas se acumulan barras de arena cuya estructura interna refleja la reversión del flujo. Las áreas entre distributarios de deltas de este tipo están cubiertas por llanuras de mareas (fig. 5-33).

La influencia del oleaje sobre la llanura deltaica suele ser muy reducida, ya que su acción se restringe a la línea de costa.

Frente deltaico

Es el ambiente deltaico más característico, escenario de la pugna entre el continente y la cuenca. Su morfología y los ambientes sedimentarios que lo integran están condicionadas por el factor dominante en el delta.

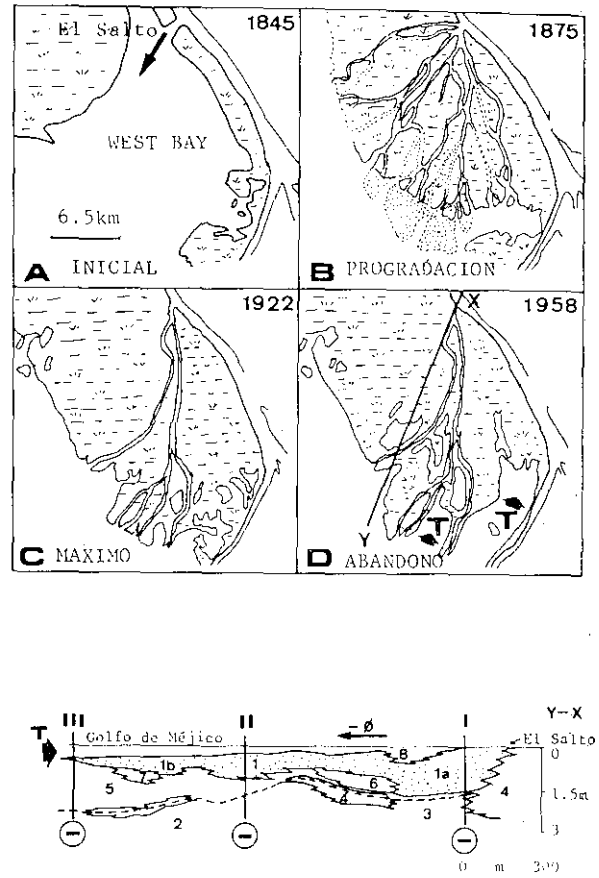


Figura 5-32.—Desarrollo del subdelta de la Bahía Oeste (West Bay) y relleno parcial relacionado con la rotura del bordo del canal (*crevasse*) del Mississippi en el lugar conocido como El Salto (The Jump). (A), la bahía poco tiempo después de romperse el bordo; (B), formación del subdelta debida a la progradación del sistema de canales de *crevasse* y sus pequeñas barras de desembocadura; (C), la bahía en 1922, época en que la progradación alcanzó su máximo, y (D), fase de abandono y subsidencia. Abajo, sección longitudinal que muestra la asociación de facies y las secuencias negativas resultantes, con la siguiente clave: (1), sedimentos ligados al *crevasse*, en los que se distinguen (1a) arena y limo y (1b) limo y arcilla; (2), arcillas de bahía interdistributario; (3), arcillas lacustres; (4), arcillas con mucha materia orgánica; (5), arcillas de bahía interdistributario; (6), arenas de canal; (7), arenas, y (8), depósitos palustres. La línea gruesa indica la base de los sedimentos depositados con posterioridad al *crevasse* (modificado de GAGLIANO y VAN BEEK, 1970).

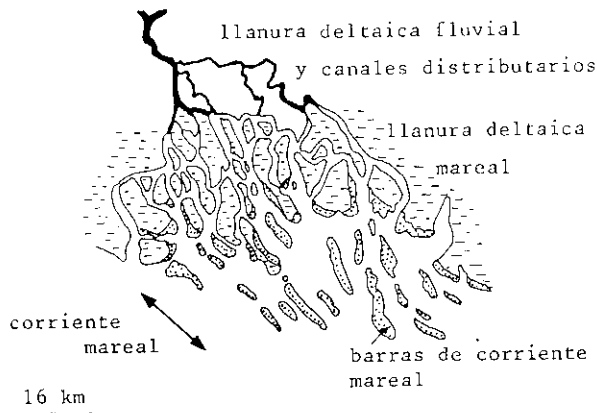


Figura 5-33.—Delta del Golgo de Papua, con el gran campo de barras de arena formadas por las mareas en el frente deltaico (modificado de FISHER et al., 1969).

Procesos sedimentarios

Los procesos sedimentarios fundamentales tienen lugar en la desembocadura de los canales distributarios. Al llegar a ella el flujo de agua cargada de sedimento se expande y pierde velocidad a la vez que interacciona con el agua de la cuenca (fig. 5-34). Se produce entonces una acumulación de sedimento llamado *barra de desembocadura* de canal distributivo (*distributary mouth bar*).

La relación entre la densidad del agua del río y la de la cuenca define la flotabilidad del flujo fluvial y se diferencian tres posibles situaciones. Cuando las densidades son iguales, el flujo es homopícnico y las aguas tienden

a mezclarse uniformemente. Cuando el agua fluvial es más densa que la de la cuenca el flujo se denomina hiperpícnico y el agua del río se va al fondo, moviéndose a lo largo de él en su camino hacia las zonas más profundas. Cuando el agua del río es menos densa que la de la cuenca, como ocurre en la mayor parte de los ríos que vierten al mar, el flujo se denomina hipopícnico y el agua dulce forma un chorro que flota sobre la salada (fig. 5-35).

Este esquema relativamente simple se complica cuando se tienen en cuenta la inercia y la fricción de las masas de agua, además de la flotabilidad. Normalmente actúan las tres, pero puede predominar una u otra originando variaciones morfológicas del flujo y de la barra de desembocadura (fig. 5-36).

Subambientes de frente deltaico

Los subambientes esenciales son el canal y la barra de desembocadura (fig. 5-37). En el canal, las estructuras sedimentarias son típicamente fluviales y el sedimento es de tamaño arena, pues los finos son arrastrados mar adentro y depositados en el prodelta. En la barra de desembocadura hay arenas o limos con estratificación cruzada en artesa y laminación paralela producida por corrientes y olas, que pueden contener muchos restos vegetales de pequeño tamaño. Las olas y las mareas suelen retrabajar los depósitos arenosos de la barra, mejorando la selección y dejando impresas las huellas de su actividad.

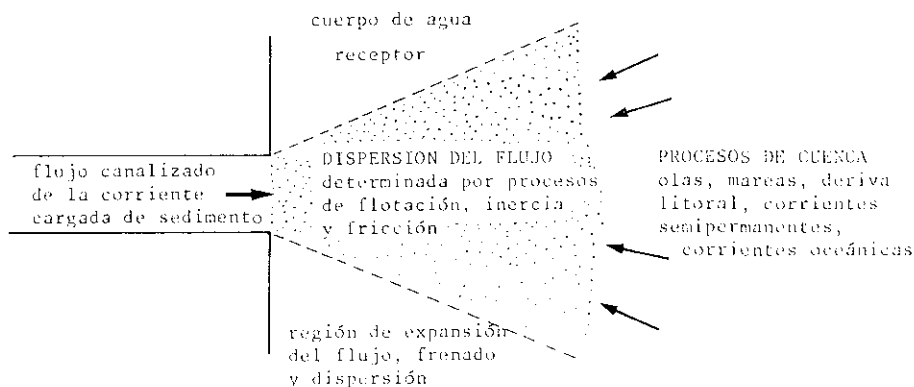


Figura 5-34.—Procesos implicados en la interacción del agua fluvial cargada de sedimento y la de la cuenca, en la zona del frente deltaico (modificado de WRIGHT y COLEMAN, 1974, y ELLIOTT, 1978).

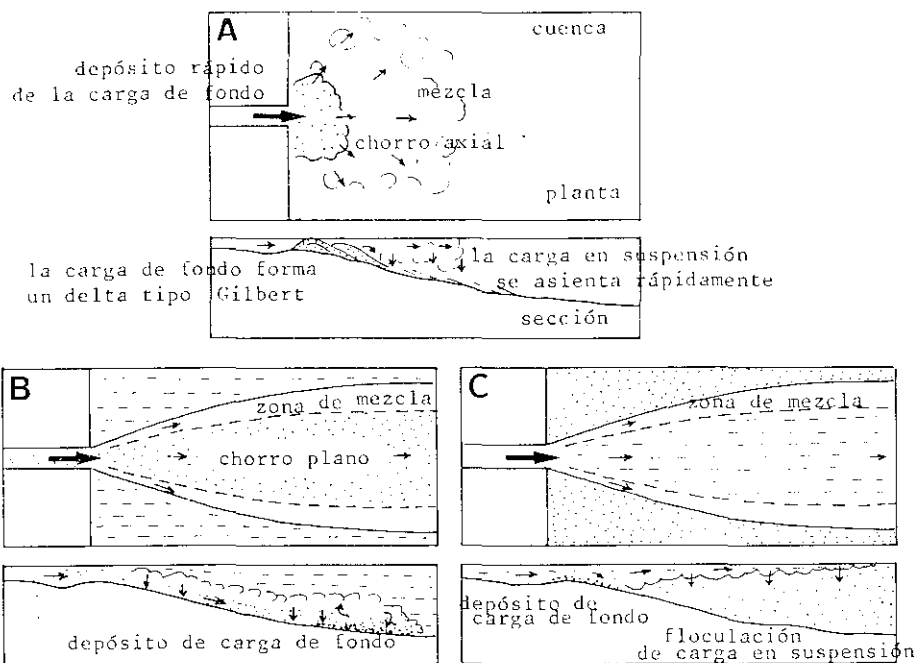


Figura 5-35.—La diferencia de densidad entre las aguas del río y de la cuenca dan lugar a tres tipos de interacción: (A) flujo homopícnico, (B) flujo hipopícnico y (C) flujo hiperpícnico, y a diferencias en el tipo de sedimentación (modificado de FISHER et al., 1969, y BATES, 1953).

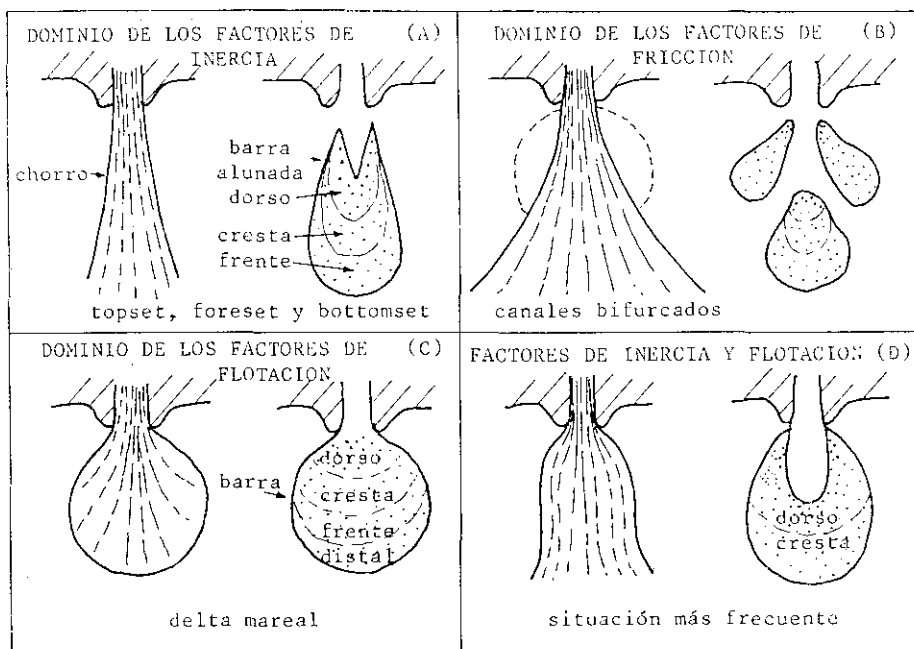


Figura 5-36.—Morfología del chorro de salida del canal y de la barra de desembocadura en función de los factores dominantes (modificado de COLEMAN, 1976, y WRIGHT, 1977).

Inclinada hacia el mar se extiende la barra distal, constituida por limos y arcillas y algo de arena. La bioturbación es muy elevada y llega a borrar la estructura original.

Así pues, el sedimento más grueso disponible se deposita en la barra de desembocadura y los finos son arrastrados mar adentro. La progradación de las barras origina secuen-

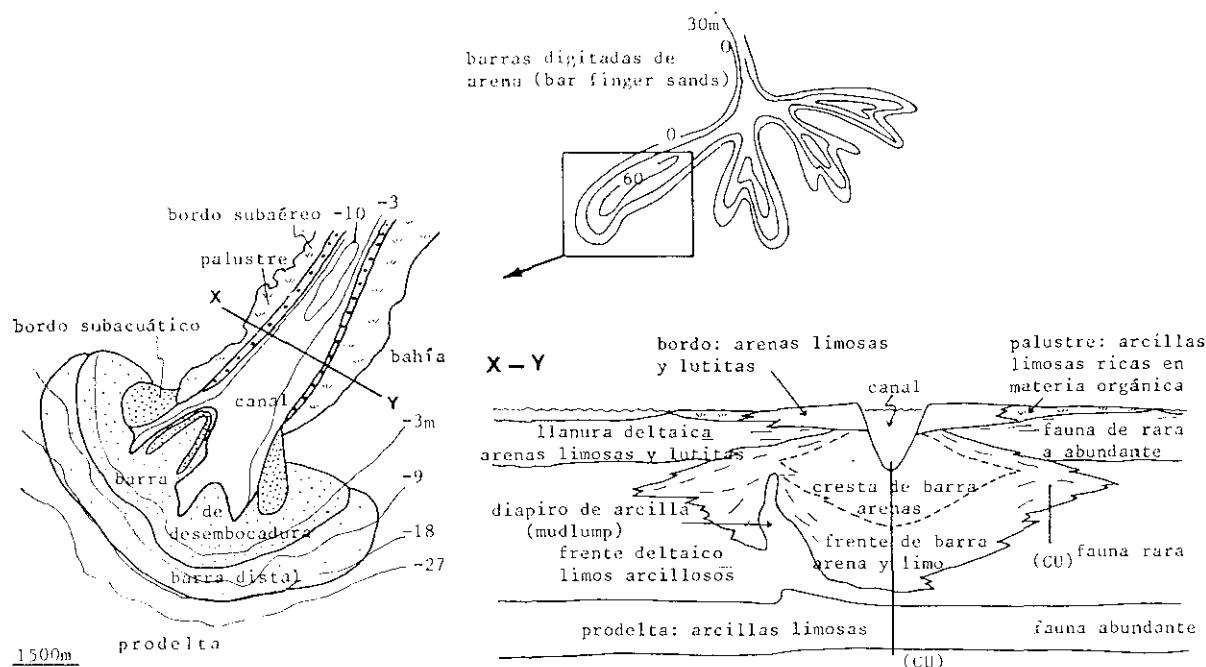


Figura 5-37.—Barras digitadas de arena, subambientes asociados en el frente deltaico del Mississippi y sección transversal (X-Y), que pone de manifiesto la geometría, las características sedimentarias y las secuencias negativas (CU) resultantes de la progradación (modificado de FISK, 1961, y de COLEMAN y GAGLIANO, 1965).

cias negativas de tamaño de grano, espesor de estratos y estructuras sedimentarias (CU) situadas a techo de las arcillas del prodelta.

Morfología del frente deltaico

La interacción entre el río, las olas y las mareas modifica sensiblemente la morfología del frente del delta (fig. 5-38).

En los deltas dominados por el río, tipo Mississippi, la progradación es muy acusada, formándose cuerpos arenosos alargados en forma de dedos, a los que se denomina barras digitadas de arena (*bar finger sand*), de los que a veces sólo emergen los bordos con la típica morfología en pata de ave (fig. 5-37).

Cuando el oleaje es capaz de redistribuir parcialmente el sedimento, el margen del delta se hace más arqueado y presenta pequeños salientes frente a los distributarios, en cuyas desembocaduras se depositan barras flanqueadas por playas arenosas acumuladas por las

olas. Ejemplos de este tipo de deltas son los de los ríos Danubio, Ebro, Nilo, Po y Ródano.

En los deltas dominados por el oleaje las olas redistribuyen casi todo el aporte fluvial y lo acumulan en crestas de playa. El margen del delta es muy regular y los distributarios apenas están marcados. La pendiente del frente deltaico es relativamente alta y el delta prograda en toda su extensión, pero más lentamente que los anteriores. Como ejemplos pueden citarse los deltas de los ríos Grijalva, San Francisco y Senegal.

Los deltas con efecto combinado del río, las olas y las mareas presentan las características de todos ellos: las mareas actúan en las desembocaduras de los canales distributarios y en las llanuras de mareas, mientras que las olas acumulan crestas de playa. Las curvas batimétricas tienden a disponerse paralelamente a la costa. Este es el caso de los deltas de los ríos Níger, Burdekin, Irrawaddi y Orinoco.

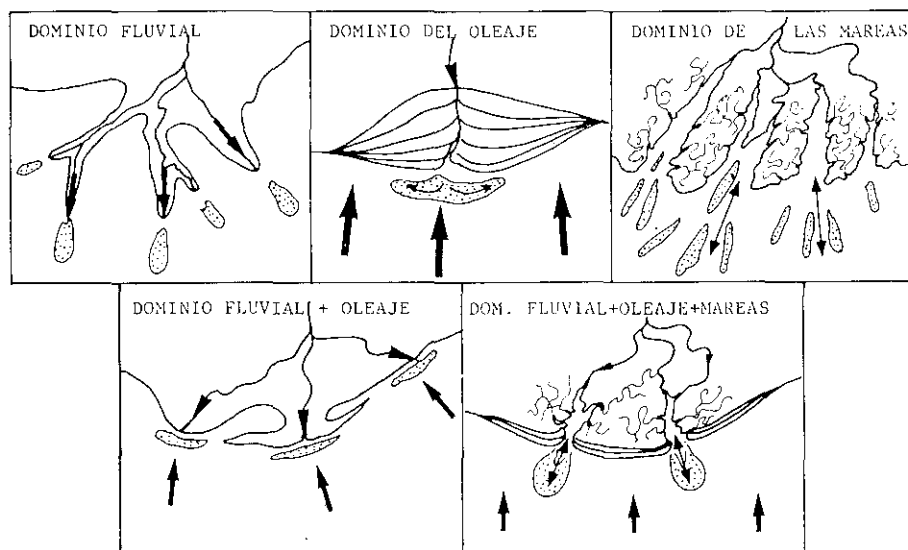


Figura 5-38.—Morfología deltaica en función del agente dominante y barras arenosas resultantes en el frente deltaico.

En las costas macromareales los deltas están dominados por las mareas que dan lugar a un complejo entramado de canales de marea, barras de arena, islas y llanuras mareales. Como representativos de este tipo de delta pueden citarse los de los ríos Ord, Klang, Langat y Ganges-Bramaputra.

Prodelta

Es la parte más distal del delta y pasa gradualmente a la plataforma continental, de la que es difícil separarlo en ausencia de secuencias laterales y verticales.

Los sedimentos prodeltaicos son de grano fino y consisten en arcillas y arcillas limosas con laminación paralela de asentamiento desde la suspensión y laminación cruzada de corriente, que es más abundante sobre todo hacia las zonas proximales. Es muy característico el alto grado de bioturbación que destruye parcial o totalmente la estructura interna. Sin embargo, no hay muchos restos orgánicos, sino tan sólo algunas acumulaciones de conchas y restos de ellas. En contraste con esto, los sedimentos de la plataforma contienen una abundante biota con restos bien conservados.

PROCESOS DE DEFORMACION

Debido a la notable subsidencia y la alta velocidad de sedimentación, características de estos ambientes, se depositan en poco tiempo potentes acumulaciones de sedimento que están empapados en agua. Ello les confiere una gran inestabilidad a causa de las sobrecargas anormales que se producen sobre áreas relativamente pequeñas. El resultado es el desarrollo de fenómenos de deformación a gran escala (fig. 5-39), entre los que cabe citar: (1) Desplomes y fallas sinsedimentarias periféricas (fig. 5-40); (2) fenómenos de sobrecarga diferencial y diapirismo (figs. 5-37 y 5-41); (3) fallas tensionales y fosas radiales; (4) flujos masivos, y (5) fluidificación debida a la batida del oleaje y a escape de gases.

ABANDONO Y DESTRUCCION DEL DELTA

Es frecuente que la historia de los deltas pase por dos fases, una constructora y otra de abandono y destrucción (SCRUTON, 1960), que comienza cuando cambia de curso el sistema fluvial que alimenta el delta y se forma un nuevo delta o subdelta en otra parte de

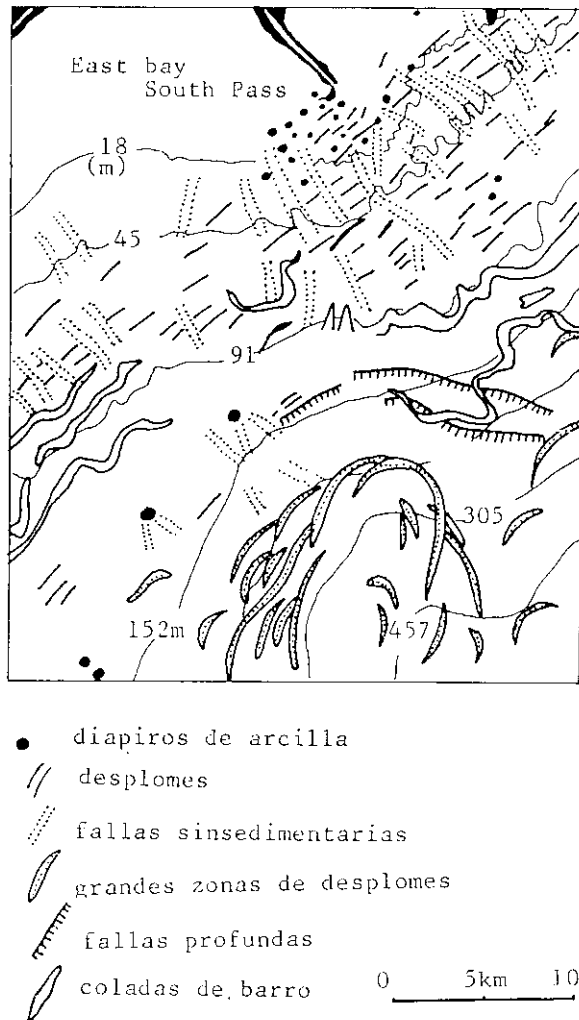


Figura 5-39.—Estructuras de deformación producidas por la carga de sedimento en las cercanías del Paso Sur (South Pass) en el delta del Mississippi actual (modificado de ROBERTS et al., 1976).

la costa. El estudio de la fase de abandono puede ser de gran ayuda en la interpretación de secuencias deltaicas.

El proceso de abandono se desencadena por capturas y cortes de canales distributarios o del canal fluvial principal y es muy frecuente en los deltas con dominio fluvial que progradan rápidamente. Por el contrario, es más raro en los deltas dominados por las olas, pues esos presentan menos lóbulos deposi-

cionales y progradan con mayor uniformidad y lentitud. El abandono deltaico puede producirse también por causas tectónicas de mayor alcance y en ese caso la conservación de los depósitos de lóbulo deltaico dependerá de la subsidencia y del régimen energético de la costa y de la cuenca.

La subsidencia y la compactación continúan aunque el delta o el lóbulo no reciban sedimento y el margen del delta se desplaza progresivamente hacia tierra produciendo una transgresión local. Las olas remueven y distribuyen la arena del frente deltaico y la acumula en islas barrera y playas, pero la mayor parte de los sedimentos deltaicos se conservan bastante bien, cubiertos por los marinos someros correspondientes a la transgresión. Sobre las arcillas del prodelta vienen a situarse sedimentos marinos autóctonos, mientras que sobre los lacustres y palustres de la llanura deltaica, que con frecuencia contienen turba, aparecen facies de bahía somera marina. La fase de abandono y retrabajado parcial queda marcada por la aparición de depósitos transgresivos con menor velocidad relativa de sedimentación conteniendo faunas marinas. Las facies de abandono se sitúan sobre los depósitos deltaicos de la fase de progradación y su extensión nos indica el área del delta que pasó por esta fase.

Las islas Chandeleur, en el delta del Mississippi, se han formado como consecuencia del abandono del antiguo lóbulo de San Bernardo y del retrabajado marino de la antigua línea de costa, cuya forma arqueada se conserva todavía. Detrás del arco de islas arenosas se extiende una bahía poco profunda, que ocupa la posición de lo que en su tiempo fue la llanura deltaica (fig. 5-42). El depósito actual de la bahía consiste en arenas, limos y arcillas marinas fosilíferas, y, hacia tierra, turba. Según progresa la subsidencia esos subambientes tienden a desplazarse hacia tierra, y, para una misma vertical, la sucesión evidencia la transición desde ambientes deltaicos a marinos en una evolución transgresiva.

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS

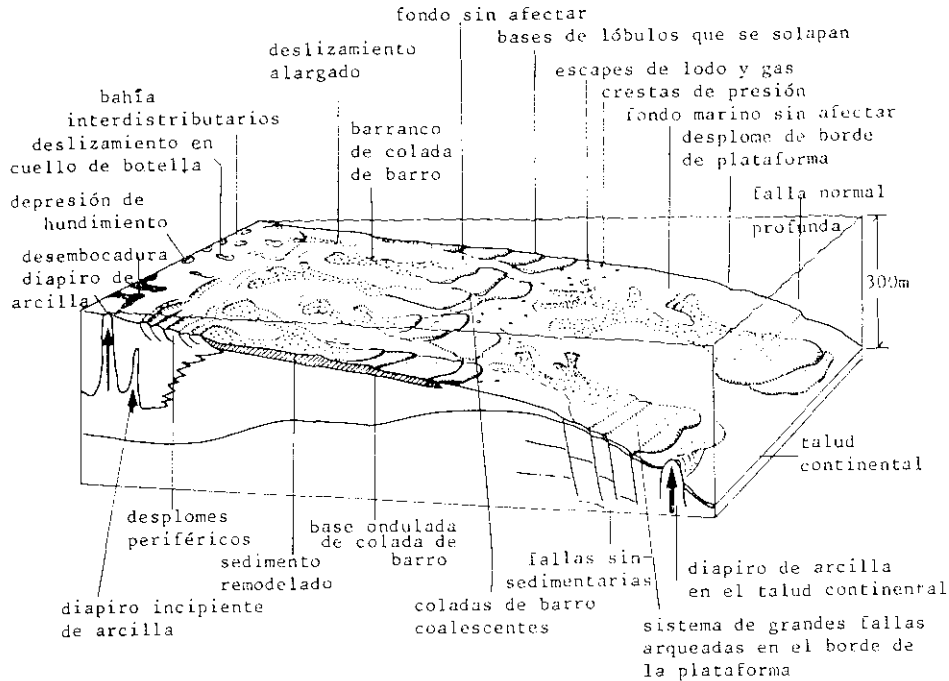


Figura 5-40.—Diagrama esquemático que ilustra los tipos y distribución de los desplomes subacuáticos de sedimentos en el delta del río Mississippi (modificado de COLEMAN Y PRIOR, 1980).

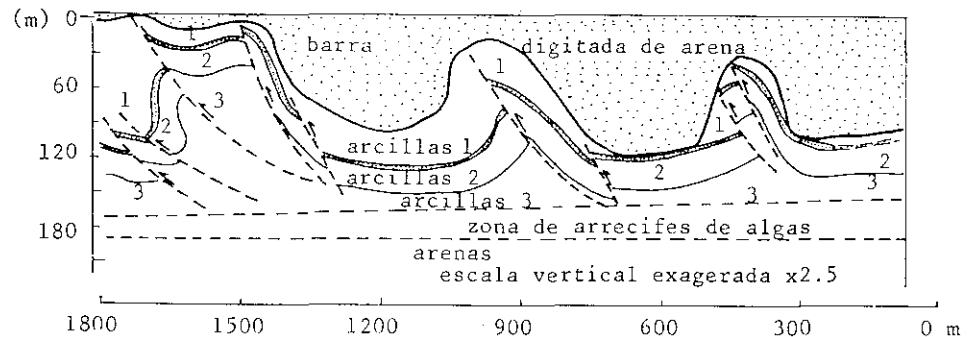


Figura 5-41.—Diapiros de arcilla en el delta del Mississippi, en cuyas crestas se desarrollan fallas inversas de alto ángulo. Las arenas de barra de desembocadura de distributario alcanzan unos espesores exagerados en las zonas entre diapiros (modificado de MORGAN et al., 1968).

SECUENCIAS DELTAICAS

Relaciones laterales y verticales de facies

Los subambientes deltaicos se caracterizan por las secuencias de tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero o de huellas orgánicas. El espesor y continuidad lateral de las facies son muy variables de unos puntos a otros del delta y son función de las condiciones locales del depósito.

La progradación del delta deposita una secuencia general negativa de tamaño de grano, espesor de estratos y energía reflejada en las estructuras sedimentarias crecientes a techo. Esta secuencia es muy complicada en detalle, pues aparecen secuencias menores generadas por la movilidad de los subambientes y otras menores aún debidas a los procesos sedimentarios actuantes en ellos. Todas estas secuencias tienen en común el haberse originado

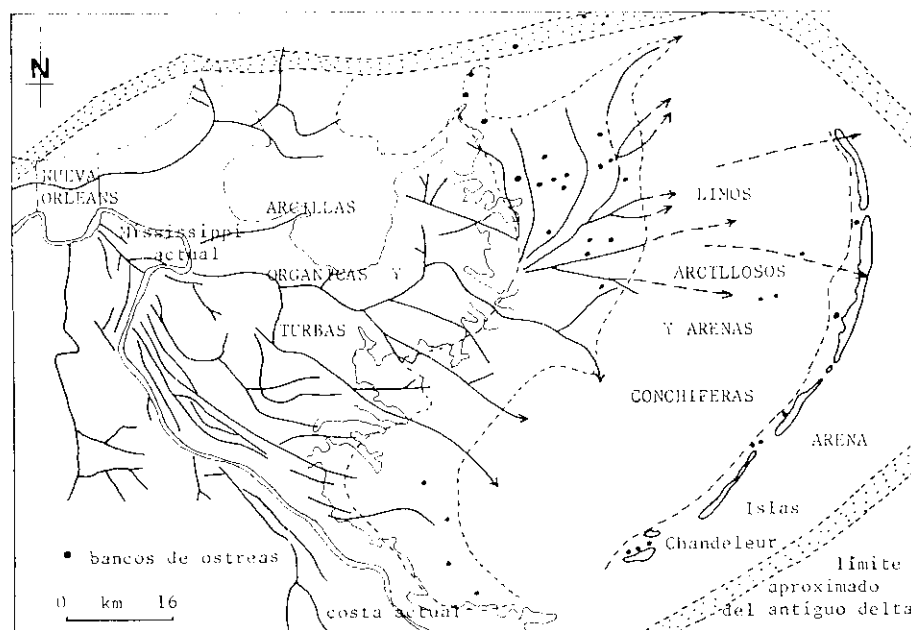


Figura 5-42.—Estado actual del lóbulo abandonado de San Bernardo, que formaba parte del delta del Mississippi, en el que se aprecian las modificaciones experimentadas tras el abandono a causa de la acción de los agentes marinos, que se ve favorecida por la continuada subsidencia (según COLEMAN y GAGLIANO, 1964).

por procesos que se llevan a cabo en el ambiente sedimentario, a los que se denomina *procesos autocíclicos*.

Estas secuencias pueden ser a su vez parte de secuencias de una escala mayor generadas por procesos ajenos al ambiente sedimentario, tales como cambios del nivel del mar, cambios climáticos mayores o movimientos tectónicos. Todos ellos, en conjunto, constituyen los *procesos alocíclicos*.

El estudio detallado de las secuencias de distinto orden (fig. 5.43) es esencial en la diferenciación de subambientes y en la reconstrucción de la paleodinámica deltaica a partir de la cual podrá predecirse la distribución de los cuerpos sedimentarios formados en el delta y su evolución temporal.

Secuencias deltaicas con dominio fluvial

El ejemplo clásico es el delta del Mississippi (fig. 5.44), al cual corresponde gran parte de la descripción anterior. En la llanura deltaica hay un sistema fluvial muy activo y

bien desarrollado con canales y bordos marcados. Entre ellos se abren pantanos y bahías someras en los que deposita lodo que llega hasta ellos en suspensión en el agua procedente de los desbordamientos y roturas de los bordos de los canales fluviales, y también del mar, traído por oleajes fuertes y mareas altas. Los canales distributarios progradan activamente depositando barras de desembocadura en el frente deltaico, que son parcialmente redistribuidas por las olas, en particular durante la bajamar. En el resto del frente deltaico se depositan arenas y lutitas interestratificadas. Los sedimentos prodeltaicos mayoritarios son las arcillas.

Alternan las fases constructivas marcadas por la progradación de los subambientes deltaicos y las fases destructivas caracterizadas por el abandono de esos canales y el retrabajado marino de las arenas, que son cubiertas posteriormente por arcillas marinas. La rapidez del depósito y de la progradación de los dedos de arena son responsables del desarrollo de estructuras de deformación en gran escala, muy variadas en morfología y tamaño.

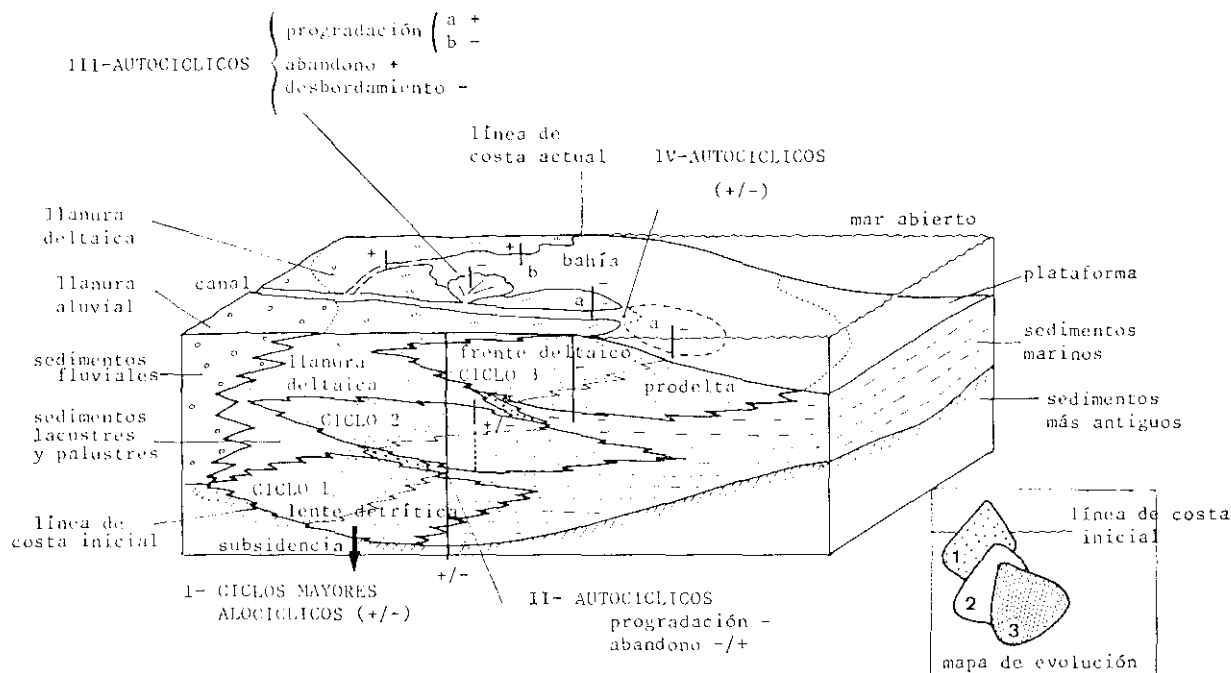


Figura 5-43.—Bloque diagrama de un sistema deltaico progradante que ilustra los diversos tipos de megasecuencias y secuencias de distinto orden generadas por los mecanismos de varias escalas descritos en el texto y sus relaciones mutuas (basado parcialmente en COLEMAN y GAGLIANO, 1964).

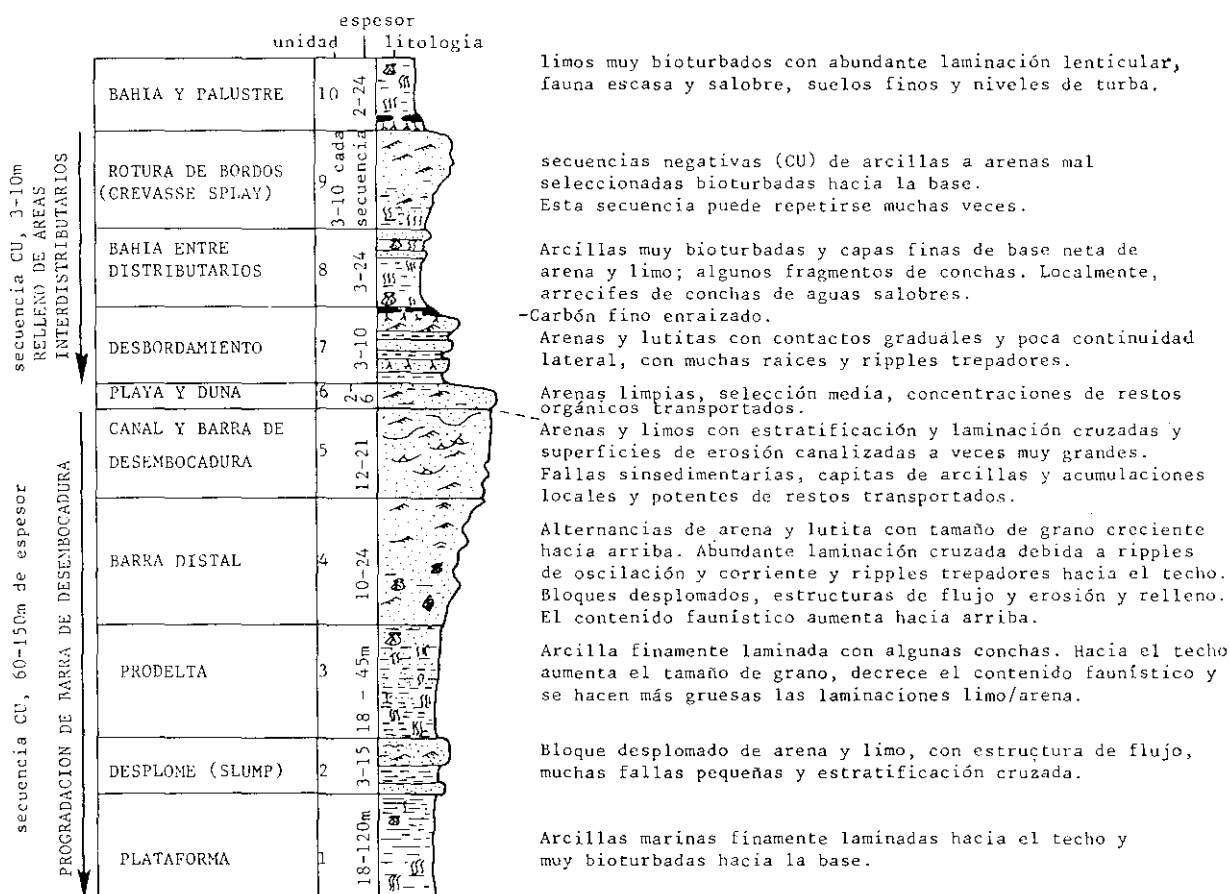


Figura 5-44.—Megasecuencia compuesta ideal generada por la progradación del delta del Mississippi, en el que domina el río. La megasecuencia real más frecuente estaría integrada por los términos 1-3-4-7-9-10 (modificado de COLEMAN y WRIGHT, 1975).

Secuencias deltaicas con dominio del oleaje

El ejemplo más típico es el del río Sao Francisco, en Brasil, pero el delta sometido al oleaje más violento es el del río Senegal, cuya secuencia revisaremos a continuación (figura 5.45).

La elevada pendiente de la plataforma permite una intensa acción del oleaje sobre el frente deltaico. La arena se acumula en barras litorales y el sedimento fino es arrastrado en suspensión hacia el mar abierto, donde se deposita finalmente. En el litoral se forman dunas eólicas y la llanura deltaica situada detrás de ellas está formada por crestas de playa de arenas limpias separadas por depre-

siones (*swales*). El canal suele ser simple y en sus cercanías se forman pantanos en las depresiones, que quedan entre las sucesivas crestas de playa. La fuerte acción del oleaje en el frente deltaico redistribuye la arena de las barras de desembocadura de distributarios. En consecuencia, la progradación es más lenta, pero a lo largo de todo el frente deltaico. El prodelta es semejante al del caso anterior.

Secuencias deltaicas con dominio mareal

Los ejemplos más representativos son los de los ríos Ord, en Australia, y Klang, en el

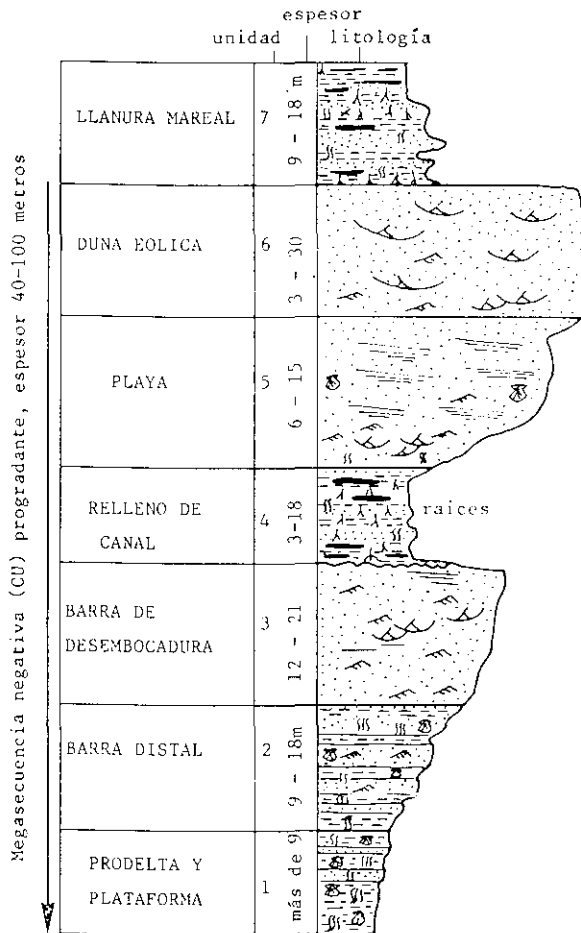


Figura 5-45.—Megasecuencia compuesta ideal generada por la progradación del delta del Senegal, dominado por el oleaje. La megasecuencia real más frecuente comprendería los términos 1-2-(4 ó 5)-6 (modificado de COLEMAN y WRIGHT, 1975).

Estrecho de Malaca, en Malasia (fig. 5-46). Se caracterizan por una descarga fluvial y una acción del oleaje bajas y una amplitud macromareal con mareas del orden de 5 m.

La llanura deltaica consiste en canales de marea con bajíos y barras mareales y llanuras mareales entre ellos. Los canales transportan arena como los distributarios del Mississippi, pero carecen de bordos. Los sedimentos del frente deltaico muestran rasgos mareales, tales como indicaciones de reversión del flujo en la estructura interna de los cuerpos sedimentarios y superficies de truncadura en estratificaciones cruzadas. El prodelta es similar a los anteriormente descritos para otros tipos de deltas, pero pueden aparecer barras mareales de tamaño variable en las partes distales y en la plataforma.

Secuencias deltaicas con efecto combinado del río, el oleaje y las mareas

Los deltas de los ríos Níger, Orinoco y Burdekin (fig. 5-47) están situados en zonas donde operan todos los agentes citados anteriormente y las secuencias resultantes los reflejan de una u otra forma.

En los canales distributarios las roturas de bordos y los desbordamientos son muy importantes en la zona situada aguas arriba en la influencia mareal, donde la corriente es ya unidireccional. La acción de las mareas es neta en la parte baja de los distributarios, donde puede encontrarse estratificación cruzada bipolar y otros rasgos característicos. Las áreas entre distributarios están ocupadas por llanuras mareales. Los depósitos arenosos

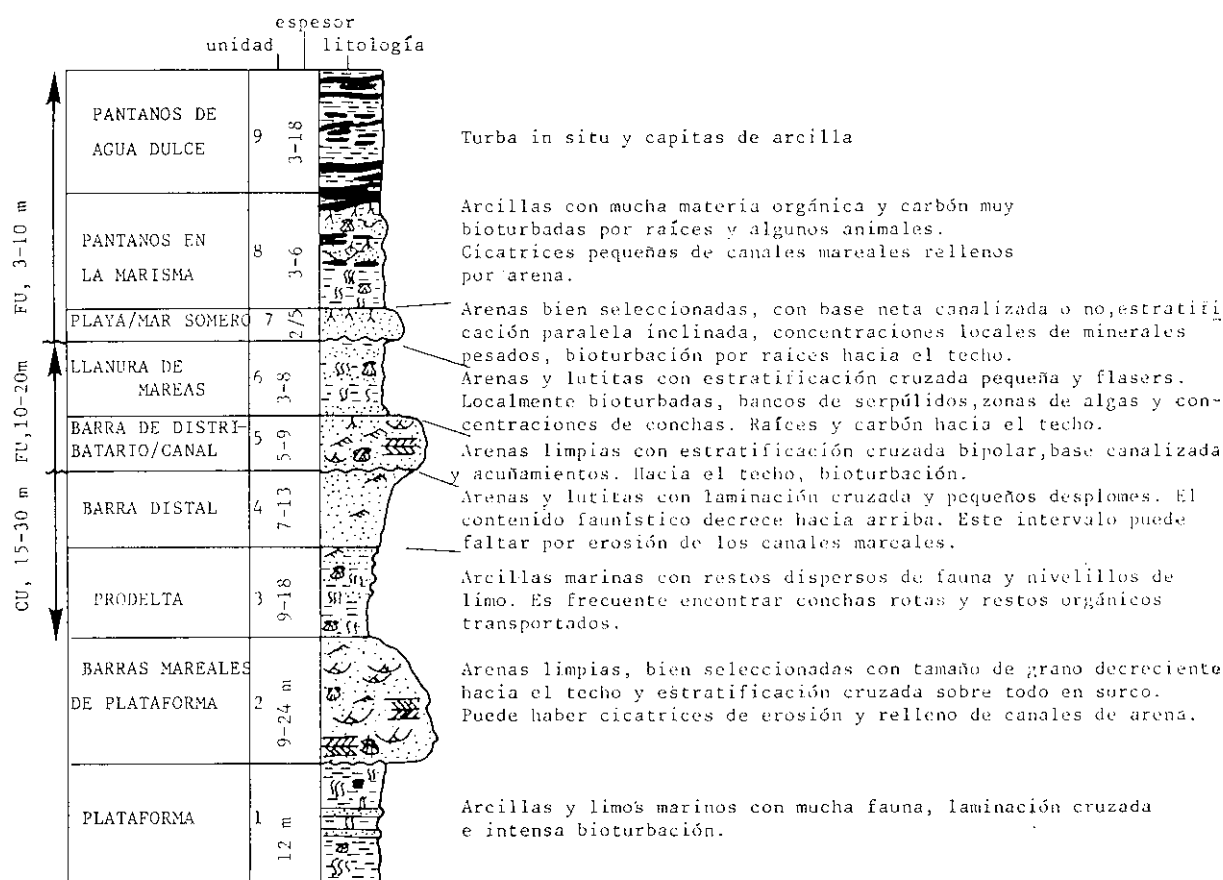


Figura 5-46.—Megasecuencia compuesta ideal generada por la progradación del delta del Klang bajo dominio mareal. La secuencia más frecuente en la realidad sería 1-3-4-6-8-9 (modificado de COLEMAN y WRIGHT, 1975).

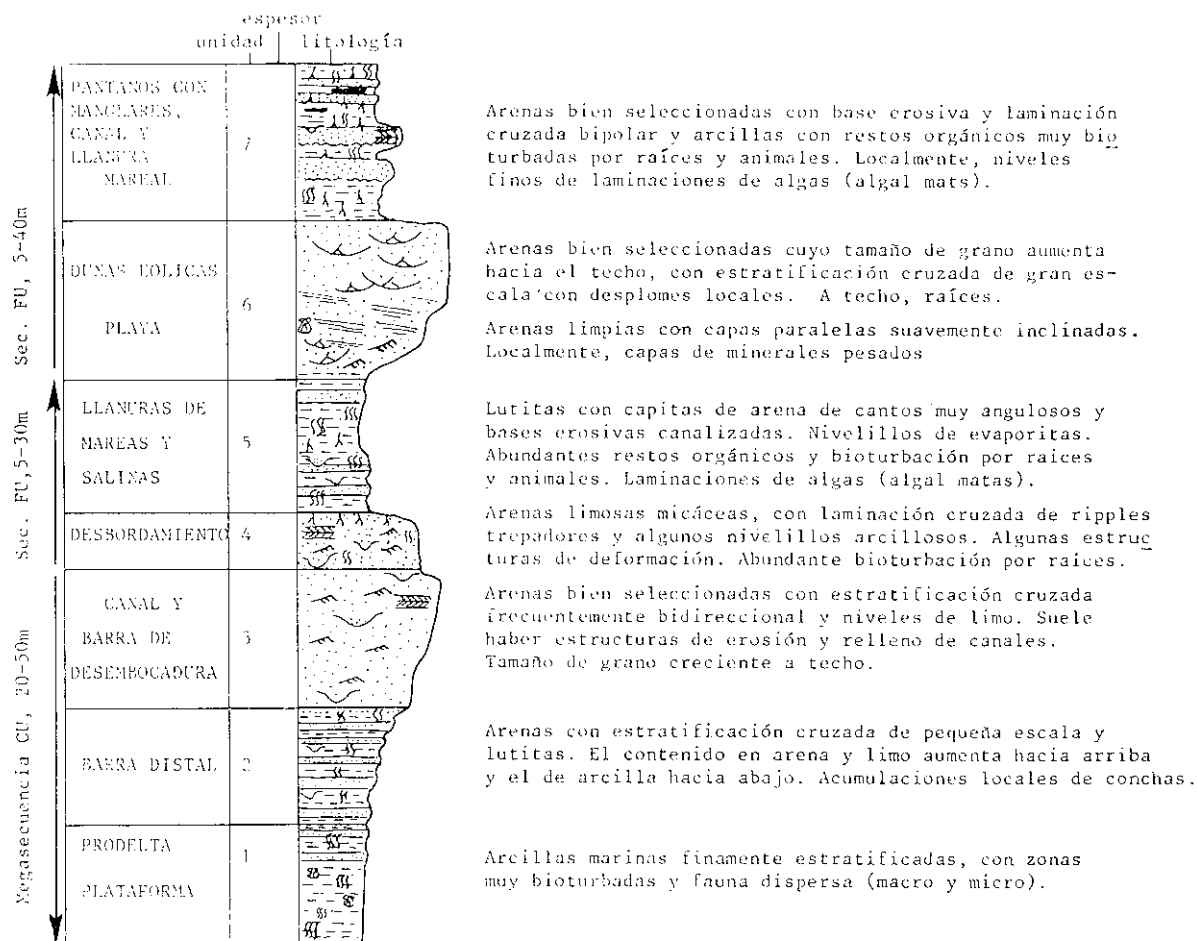


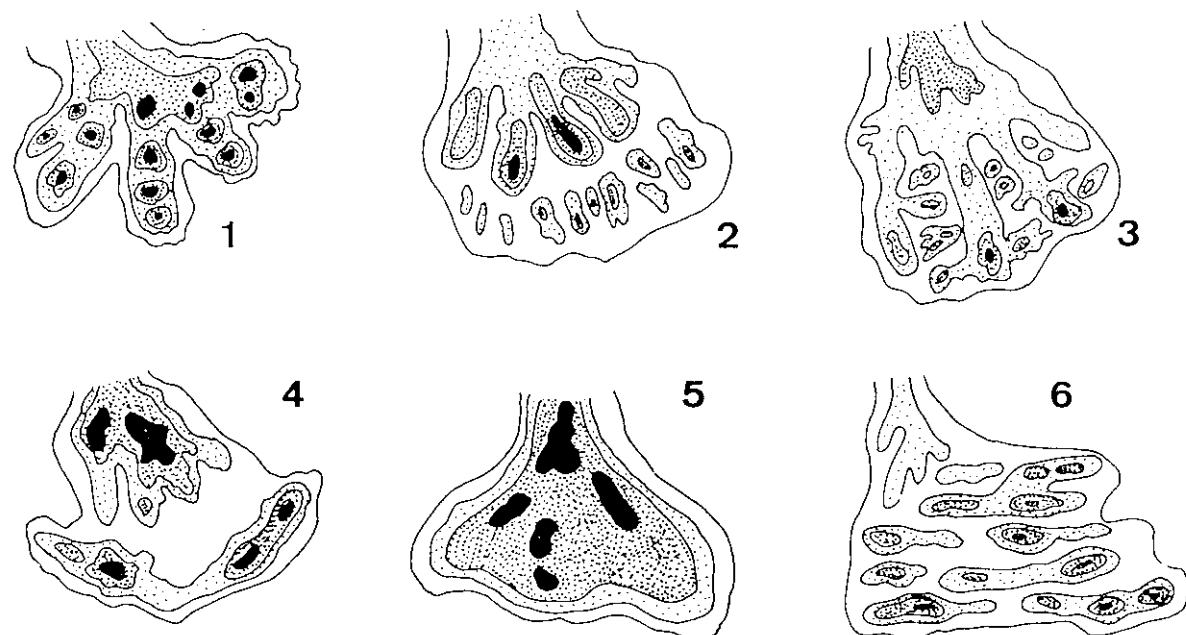
Figura 5-47.—Megasecuencia compuesta ideal generada por la progradación del delta del río Burdekin, bajo el efecto combinado del río, el oleaje y las mareas. La megasecuencia más frecuente incluiría los términos 1-2-5-7 (modificado de COLEMAN y WRIGHT, 1975).

se localizan esencialmente en los complejos de playas y de dunas eólicas y en las depresiones que quedan entre ellas crecen cañaverales (manglares).

Este tipo de delta es muy frecuente hoy día y tiende a formarse en costas no muy subsidentes situadas frente a mares abiertos que tienen una zona de arrastre (*fetch*) amplia, en la que se origina un oleaje lo suficientemente intenso como para mover y redistribuir el aporte fluvial.

MODELO DE DISTRIBUCION DE LOS CUERPOS ARENOSOS DELTAICOS

Como se ha visto anteriormente, la morfología y las secuencias deltaicas son una función de la relación entre el aporte fluvial, la energía del oleaje y la amplitud de las mareas. Como consecuencia, la morfología de los cuerpos arenosos depositados en el delta es dependiente también de esos factores. A partir del estudio de treinta y cuatro deltas actuales, COLEMAN y WRIGHT (1975) elaboraron,



	1	2	3	4	5	6
OLEAJE	bajo	bajo	intermedio	intermedio	alto, continuo	muy alto
AMPLITUD DE MAREAS (m)	micro 0.4	macro 4.2	meso 2.2	?	micro 1.9	micro 1.2
DERIVA LITORAL	baja (alta)	baja (alta)	baja	?	baja	alta
PENDIENTE DE LA PLATAFORMA	baja	baja	baja	muy baja	alta	alta
OTROS RASGOS	sedimento fino	estrecho y sedim. fino	estable sed. grueso	escaso aporte	mucha carga suspensión	sedimento fino
DESCARGA	uniforme	uniforme	errática	?	uniforme	errática
EJEMPLOS	MISSISSIPPI	KLANG	BURDEKIN	BRAZOS	S.FRANCISCO	SENEGAL

Figura 5-48.—Modelos conceptuales que ilustran la morfología y la distribución de los cuerpos arenosos deltaicos, basados en el análisis de los parámetros de un amplio espectro de deltas actuales. Abajo, cuadro resumen de las características más notables de los diversos modelos y ejemplos más representativos. El tipo 4 es el peor conocido. La intensidad de grises es función del espesor creciente de los cuerpos arenosos (modificado de COLEMAN y WRIGHT, 1975).

mediante métodos estadísticos, seis modelos de morfología y distribución de los cuerpos arenosos deltaicos en respuesta a diversas condiciones ambientales (fig. 5-47). Los modelos, muy intuitivos, ofrecen una base de partida muy interesante en la exploración de recursos naturales cuya génesis está asociada a los deltas.

RESUMEN DE LOS CRITERIOS DE RECONOCIMIENTO DE DELTAS

Si el delta es progradante se forman lóbulos deposicionales en el frenté deltaico y una secuencia negativa que incluye otras menores positivas o negativas de acuerdo con el proceso generador (fig. 5-43).

La *geometría* es, a veces, un valioso indicador, pues se conserva y puede reconocerse en superficie o en subsuelo. Las morfologías menores son muy variadas a nivel de subambiente y frecuentemente se encuentran secuencias de espesor de estrato creciente o decreciente a techo según el proceso generador.

La *litología* comprende arcillas, arenas y limos en proporciones variables. Hacia el techo de la megasecuencia aparecen arenas bien seleccionadas que indican la barra de desembocadura.

Las *estructuras sedimentarias* son muy variables, según el subambiente considerado. En el prodelta se encuentran lutitas con laminación paralela y cruzada y, localmente, capas turbidíticas, deslizamientos y desplomes. En el frente deltaico se localizan barras y canales con estratificación cruzada, laminación paralela y cruzada de corriente y oleaje entre arcillas laminadas e intensamente bioturbadas. En la llanura deltaica se encuentran series fluviales con secuencias positivas de energía decreciente a techo incluyendo laminación paralela de régimen de flujo alto, estratificación cruzada, laminación paralela de régimen de flujo bajo y cruzada y arcillas bioturbadas. Secuencias de este tipo se encuentran rellenando los canales abandonados. La migración de los canales o los *crevasses*

hacia áreas entre distributarios producen secuencias negativas.

La *red de paleocorrientes* es variable. Idealmente podrían encontrarse todas las imaginables, agrupadas según el subambiente (figura 5-49).

EJEMPLOS FOSILES

Se describen a continuación algunos ejemplos de las diversas asociaciones de facies descritas más atrás que aparecen en el registro fósil.

Ejemplos de asociaciones de llanura deltaica

Se incluyen ejemplos de facies de canal fluvial-distributivo del Carbonífero (fig. 5-50) y de facies de relleno de áreas entre distributarios con episodios de abandono del lóbulo deposicional y retrabajado o formación de carbón (fig. 5-51).

Ejemplos de asociaciones de frente deltaico

Se han descrito secuencias negativas (CU) debidas a la progradación de las barras de desembocadura de distributarios (figs. 5-52 y 5-53) y otras de mayor escala producidas por la progradación del subambiente con diversas fases de crecimiento (fig. 5-54), como se indica detalladamente en los gráficos.

Ejemplos de asociaciones de facies de abandono deltaico

Consisten generalmente en depósitos poco potentes, dadas las velocidades de sedimentación relativamente bajas en comparación con las de la fase de progradación, pero de gran extensión lateral, lo que los convierte en buenos niveles guía. Suelen ser más fosilíferos que los progradantes y permiten la datación y la correlación de manera que son muy útiles en la reconstrucción histórica y en la determinación de la extensión afectada por el abandono.

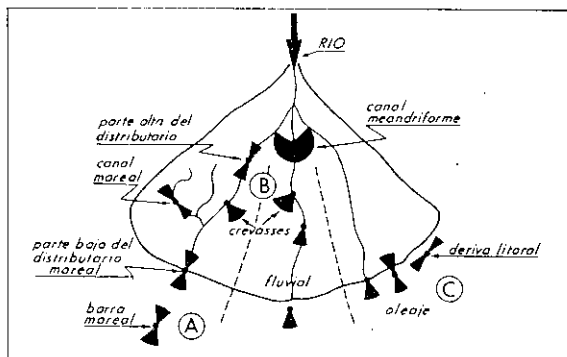


Figura 5-49.—Modelos conceptuales de las redes de paleocorrientes en deltas con dominio mareal (A), fluvial (B) y del oleaje (C). Nótese la gran dispersión de los valores en los canales fluviales debida a la formación de meandros y al desarrollo de *crevasses*.

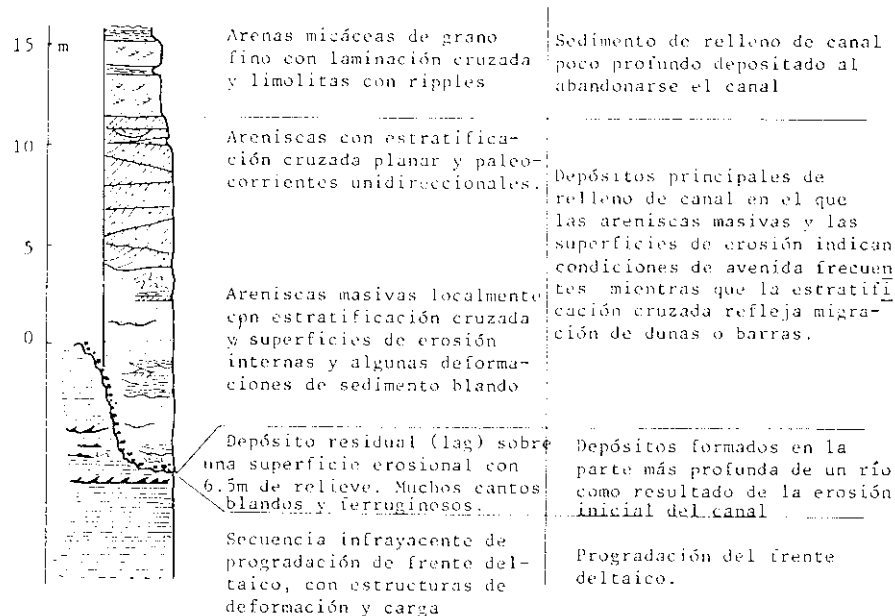
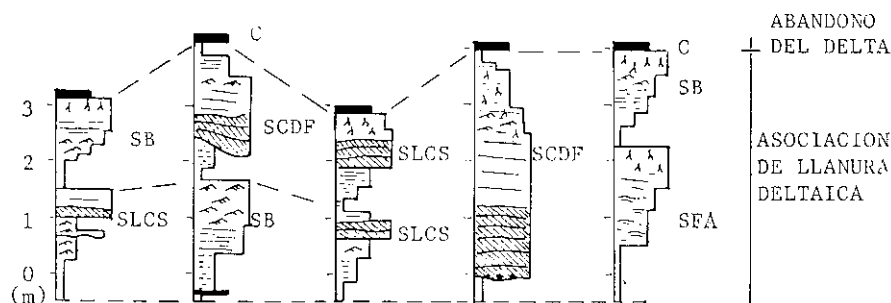


Figura 5-50. — Secuencia de canal distributivo fluvial con una fase activa y otra de abandono, que generan una secuencia positiva (FU) general (modificado de KELLING y GEORGE, 1971).

Figura 5-51.—Asociación de llanura deltaica con dominio del río en el Carbonífero del norte de Inglaterra. Las secuencias desarrolladas en los canales distributarios (SCDF) son positivas (FU) y muestran superficies de acreción lateral, mientras que las secuencias de bordos fluviales (SB) y de roturas de bordos o crevasses (SLCS) son negativas (CU), pues los sedimentos de grano más grueso invaden áreas de depósito de finos en medio tranquilo (modificado de ELLIOTT, 1975).



Clave: (SCDF), secuencia de canal distributivo fluvial; (SB), secuencia de borde de canal; (SLCS), secuencia de lóbulo de crevasse splay (desbordamiento ligado a rotura parcial de bordos); (SFA), secuencia de flecha arenosa, y (C), carbón.

El tipo de depósito formado durante la fase de abandono depende del régimen deltaico y del clima. En los deltas con dominio fluvial del Terciario de la Costa del Golfo los horizontes guía de las facies de abandono son muy finos en comparación con los progradantes. Las facies distales consisten en arenisca de grano fino, bien seleccionadas con restos de conchas marinas y en arcillas marinas. Aguas arriba, las facies proximales se caracterizan por lignitos que se pueden seguir

durante miles de kilómetros cuadrados. Una asociación semejante se encuentra en los deltas del Carbonífero (FERM, 1970; ELLIOTT, 1974 y 1978) (fig. 5-55) y en el Mississippi actual (compárese con la figura 4-42). En los deltas con dominio del oleaje o de las mareas el abandono deltaico favorece simplemente los procesos de la cuenca y, por lo menos, en las facies de frente deltaico se nota muy poco el contraste entre las fases de progradación y de abandono.

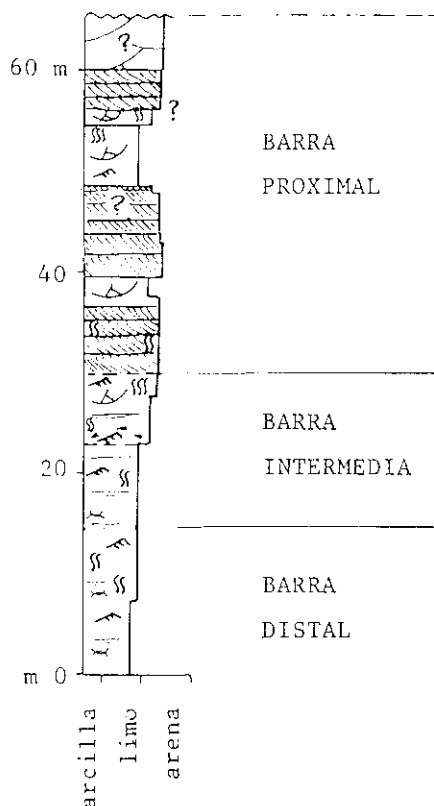


Figura 5-52.—Secuencia de barra de desembocadura de un canal progradante del Carbonífero de Palencia. La megasecuencia general es negativa (CU) con aumento del tamaño de grano hacia el techo (modificado de YOUNG, 1975, en CORRALES et al., 1977).

Ejemplos de ciclos deltaicos mayores

Muchos deltas modernos progradan en márgenes continentales subsidentes y no son sino la expresión en superficie de potentes acumulaciones de sedimentos en la desembocadura de ríos que han drenado durante largos períodos. Por su elevado interés como campos potenciales de hidrocarburos, se han es-

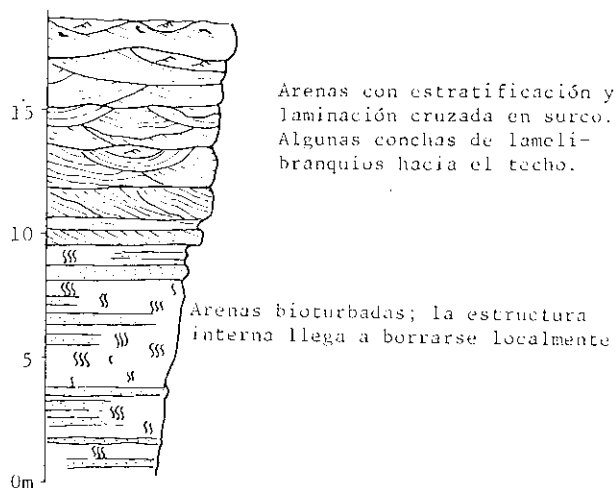
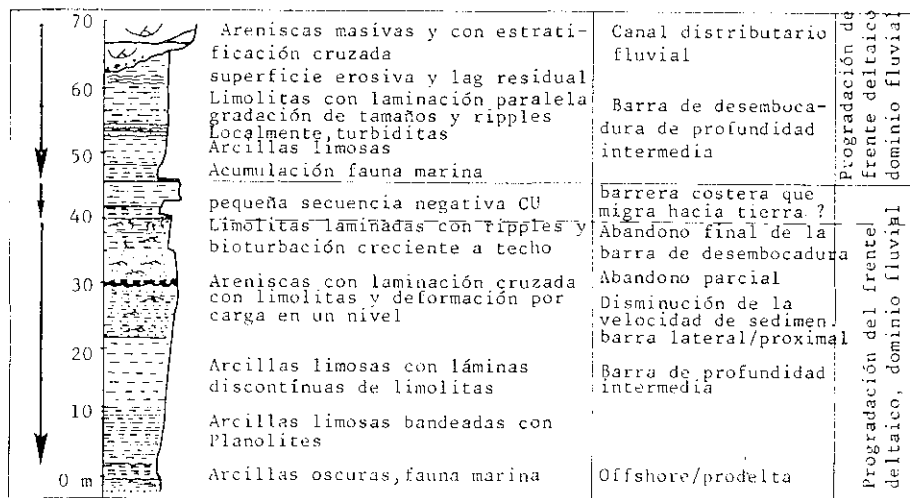


Figura 5-53.—Secuencia negativa (CU) de barra de desembocadura progradante en el delta paleógeno de Ager, Lérida (según MUTTI et al., 1973).

Figura 5-54. — Secuencias de frente deltaico dominado por el río en el Carbonífero de Inglaterra. La inferior consiste en dos secuencias negativas (CU), de las cuales la inferior muestra una reducción de la velocidad de sedimentación relacionada probablemente con el abandono gradual del canal distributivo. En la superior (a partir del metro 45), el canal distributivo fluvial corta la secuencia de frente deltaico (modificado de KELLING y GEORGE, 1971).



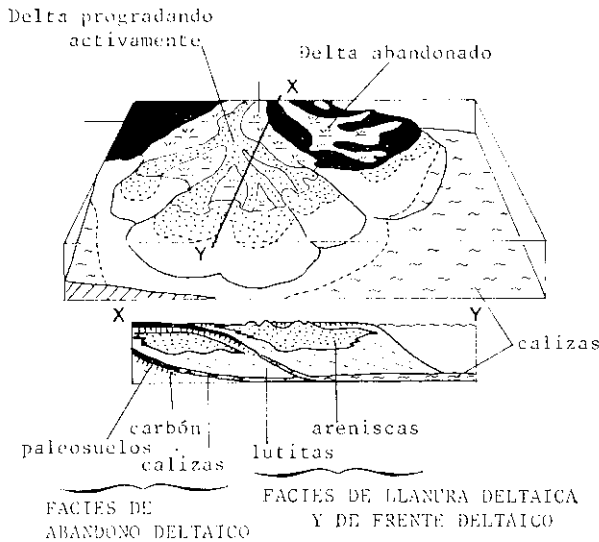


Figura 5-55.—Asociación de facies de abandono deltaico constituidas por paleosuelos, carbón y calizas que envuelven los cuerpos sedimentarios de llanura y frente deltaicos progradantes. Carbonífero, USA (modificado de FERM, 1970).

tudiado muchas de estas acumulaciones y de ellas se ha obtenido información sobre la historia deposicional.

Entre los estudios de deltas antiguos más detallados figura el del complejo deltaico Kinderscout, en la cuenca pennina central de Inglaterra, recogido en los trabajos de ALLEN (1960), READING (1964), WALKER (1966), COLLINSON (1969) y McCABE (1977). Este sistema consiste en un conjunto de facies que representan el paso desde las facies de cuenca a las facies fluviales de ríos de baja sinuosidad (fig. 4-56), a través de facies de abanico submarino turbidítico, en el que se diferencian una zona delantera distal (*fan apron*) y el complejo de abanico submarino propiamente dicho, de talud deltaico con canales rellenos de areniscas turbidíticas y de llanura deltaica de grandes ríos de baja sinuosidad. Es de destacar la existencia de profundos canales en el talud deltaico que suministraban la arena a los abanicos profundos, lo

que supone que los procesos de flotación eran inoperantes en las desembocaduras de los canales distributarios, debido quizá a la

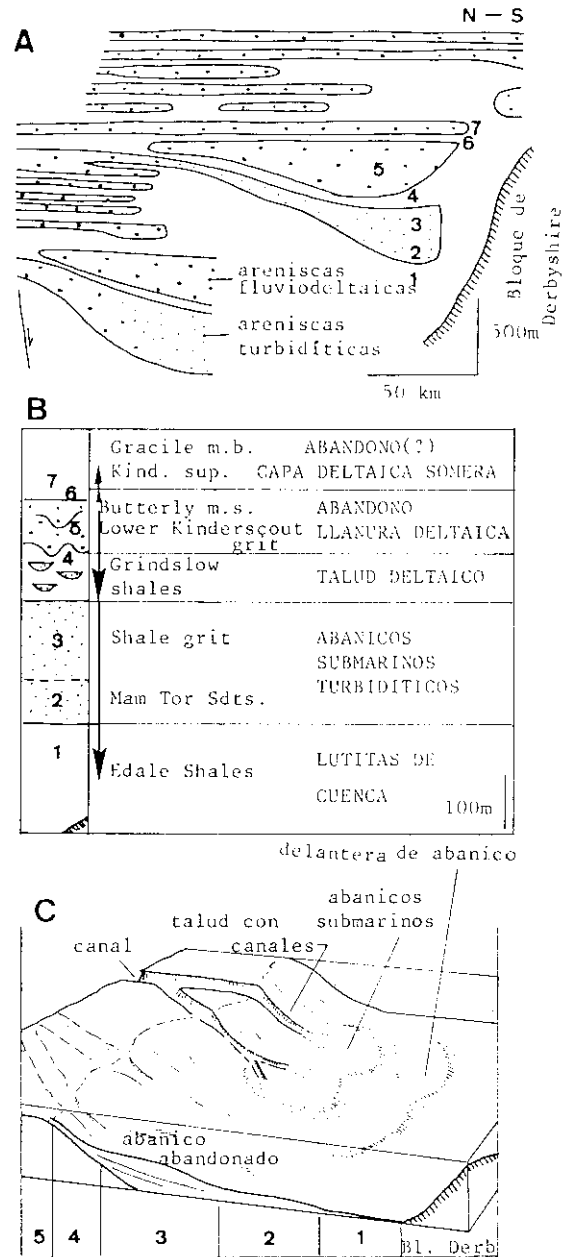


Figura 5-56.—(A) Sección de la cuenca Pennina del Carbonífero inglés, con las unidades litoestratigráficas principales y su interpretación de conjunto. (B) Sucesión esquemática del complejo deltaico Kinderscout. (C) Reconstrucción paleogeográfica de dicho sistema deltaico (modificado de ELLIOTT, 1978, que sintetiza los trabajos de ALLEN, 1960; READING, 1964; WALKER, 1966; COLLINSON, 1969, y McCABE, 1977).

baja salinidad de la cuenca. No hay mucha evidencia de retrabajado por las olas o las mareas en las facies de frente deltaico, de modo que el río era claramente el dominante en la dinámica deltaica. Es notable, sin embargo, la existencia de modelos actuales comparables con el sistema deltaico de Kinderscout.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1960).—«The Mam Tor Sandstones: a "turbidite" facies of the Namurian deltas of Derbyshire, England». *J. Sedim. Petrol.*, 30, pp. 193-208.
- BATES, C. C. (1953).—«Rational theory of delta formation». *Bull. AAPG*, 39, pp. 2119-2161.
- COLEMAN, J. M. (1976).—«Deltas: processes of deposition and models for exploration». *Continuing Ed. Pub. Co. Ill.*, 102 pp.
- COLEMAN, J. M., y GAGLIANO, S. M. (1964).—«Cyclic sedimentation in the Mississippi River delta plain». *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs.*, 14, pp. 67-80.
- COLEMAN, J. M., y PRIOR, D. B. (1980).—«Deltaic Sand Bodies». *AAPG, Ed. Course Notes*, núm. 15, 171 pp.
- COLEMAN, J. M., y WRIGHT, L. D. (1975).—«Modern river deltas: variability of processes and sand bodies». En M. L. Broussard (ed.). *Deltas, Models for Exploration. Houston Geol. Soc.*, pp. 99-149.
- COLLISON, J. D. (1969).—«The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England». *J. Sedim. Petrol.*, 39, pp. 194-221.
- CORRALES, I., et al. (1977).—*Estratigrafía*. Ed. Rueda, 718 pp.
- ELLIOTT, T. (1975).—«The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem». *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40, pp. 505-536.
- (1978).—*Deltas*. En H. G. Reading (ed.). *Sedimentary Environments and facies. Blackwell Sci. Pub.*, pp. 97-142.
- FERM, J. C. (1970).—«Allegheny deltaic deposits». En J. P. Morgan (ed.). *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient. SEPM Spec. Pub.*, núm. 15, pp. 246-255.
- FISHER, W. L., et al. (1969).—«Delta systems in the exploration for oil and gas». *Bur. econ. Geol. Univ. Texas, Austin*, 78 pp.
- GAGLIANO, S. M., y VAN BEEK, J. L. (1975).—«An approach to multiuse management in the Mississippi delta system». En M. L. Broussard (ed.). *Deltas, Models for Exploration. Houston Geological Society*, pp. 223-238.
- GALLOWAY, W. E. (1975).—«Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems». En M. L. Broussard (ed.). *Deltas, Models for Exploration. Houston Geological Society*, pp. 87-98.
- GILBERT, G. K. (1890).—«Lake Bonneville». *Mon. U.S. geol. Surv.*, 1, 438 pp.
- KELLING, G., y GEORGE, G. T. (1971).—«Upper Carboniferous sedimentation in the Pembrokeshire coalfield». En D. A. Bassett y M. G. Bassett (eds.). *Geological Excursions in South Wales and the Forest of Dean. Geol. Ass. South Wales Group, Cardiff*, pp. 240-259.
- McCABE, P. J. (1977).—«Deep tributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England». *Sedimentology*, 24, pp. 271-290.
- MORGAN, J. P., et al. (1968).—«Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta systems». En J. Braunstein y G. D. O'Brien (eds.). *Diapirism and Diapirs. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 8, pp. 145-161.
- MUTTI, E., et al. (1973).—«Sedimento deltizii e di piana di marea nel Paleogene della Valle di Ager (Provincia di Lérída, Spagna)». *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, pp. 517-528.
- READING, H. G. (1964).—«A review of the factors affecting the sedimentation of the Millstone Grit (Namurian) in the Central Pennines». En L. M. J. U. van Straaten (ed.). *Deltaic and Shallow Marine Deposits*, Elsevier, pp. 26-34.
- ROBERTS, H. H., et al. (1976).—«Stability of Mississippi delta sediments as evaluated by analysis of structural features in sediment borings». *Offshore Tech. Conf. Paper*, núm. OTC 2425, 14 pp.
- SCRUTON, P. C. (1960).—«Delta building and the delta sequence». En F. P. Shepard y Tj. H. van Andel (eds.). *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico. AAPG*, pp. 82-102.
- WALKER, R. G. (1966).—«Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of Northern England». *J. Sedim. Petrol.*, 36, pp. 90-114.
- (Ed.) (1979) (*).—«Facies Models». *Geoscience Canada*, 211 pp.
- WEIMER, R. J. (1975) (*).—«Deltaic and shallow marine sandstones: sedimentation, tectonics and petroleum occurrences». *AAPG Cont. Ed. Course Notes*, número 2, 167 pp.
- WRIGHT, L. D. (1977).—«Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, pp. 857-868.
- WRIGHT, L. D., y COLEMAN, J. M. (1974).—«Mississippi river mouth processes: effluent dynamics and morphologic development». *J. Geol.*, 82, pp. 751-778.
- YOUNG, R. (1975).—«Mouth bar sequences from the Carboniferous on NW Spain». *IXth International Congress of Sedimentology, Nice*, 5.2, pp. 415-422.

(*) Las referencias indicadas con un asterisco no se citan en el texto pero son de interés general.

5.3. MARES SOMEROS

INTRODUCCION

Los mares someros se extienden desde las zonas con dominio de los procesos costeros, que están limitadas por el nivel de base del oleaje, que se sitúa a una profundidad variable, con la energía de la costa y con la estación del año, y las zonas con dominio de los procesos oceánicos cuyo límite se establece usualmente en el cambio de pendiente que da paso al talud continental alrededor de los doscientos metros de profundidad.

Se distinguen dos tipos de mares someros: los *marginales* o *pericontinentales*, que son los que se extienden alrededor de los continentes hasta el talud continental, como en la mayoría de las actuales plataformas continentales, y los *epeíricos* o *epicontinentales*, que se sitúan en las áreas continentales y que están parcialmente confinados, como es el caso del Mar del Norte y del Mar Báltico (figura 5-57). En uno y otro tipo las condiciones hidrodinámicas pueden ser muy variables según los puntos.

Los mares someros son muy ricos en organismos, con gran abundancia de especies e individuos capaces de bioturbar activamente los sedimentos haciendo irreconocibles en muchos casos las estructuras originales.

Uno de los principales problemas del estudio de los mares someros es el establecimiento de comparaciones con análogos actua-

les, pues estos últimos no parecen ser muy representativos. En efecto, en el pasado dominaban los mares epicontinentales amplios y de pendiente suave, mientras que hoy día los más abundantes son los pericontinentales. Además, muchos de los sedimentos que cubren el fondo de los mares someros son sedimentos relictos, heredados de épocas pasadas en las que el nivel del mar era más bajo y no están en equilibrio todavía con las condiciones hidrodinámicas actuales.

Factores que controlan el depósito en los mares someros

Hay factores de muchos tipos que suelen estar relacionados entre sí, que influyen de un modo u otro en los procesos sedimentarios y en las facies resultantes de mares someros.

Entre los *parámetros físicos*, la anchura, la profundidad, la pendiente y la morfología son los que más influencia tienen sobre la capacidad de actuación de las olas y las corrientes, que son los agentes esenciales de transporte. La latitud, por su parte, guarda estrecha relación con el clima y de éste dependen, a su vez, factores tan variados como la meteorización, el tipo de transporte y la naturaleza del aporte sedimentario del continente (fig. 5-58) y, entre los procesos oceánicos, la dirección e intensidad del oleaje y de las tormentas.

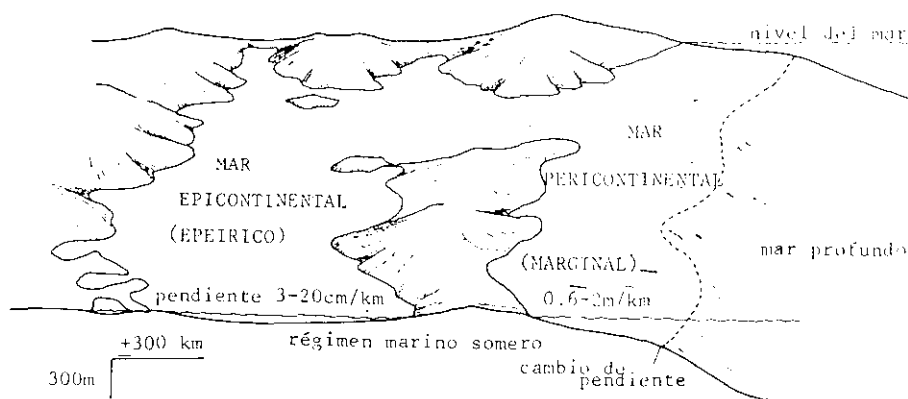


Figura 5-57.—Tipos de mares someros (modificado de HECKEL, 1972).

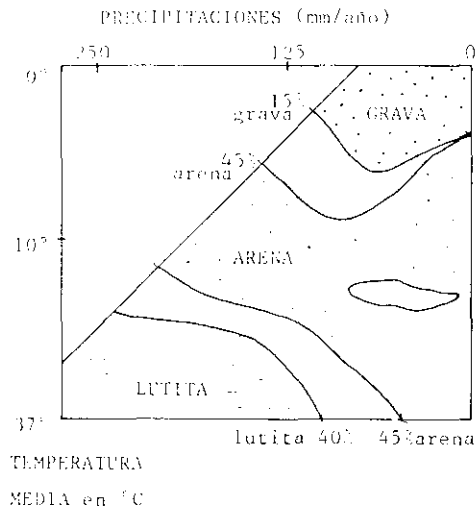


Figura 5-58.—Concentraciones de grava, arena y lutita en las áreas de plataforma interna en comparación con las precipitaciones y temperaturas medias de las regiones costeras vecinas (modificado de HAYES, 1967).

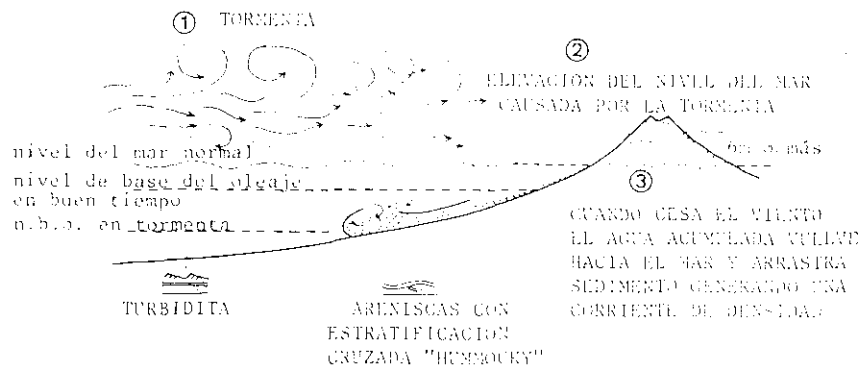
Otro factor importante es el *aporte sedimentario*, del que sólo una pequeña parte viene directamente del continente, pues la mayoría de los ríos aportan cantidades reducidas de sedimento y éste es de tamaño de grano fino. La arena parece proceder, en gran parte, de la removilización de los sedimentos relictos por las olas, las mareas y las corrientes

oceánicas. Otra fuente importante de arena son las corrientes de densidad que se generan al calmarse las tormentas y volver hacia el mar el agua acumulada en la costa arrastrando consigo el sedimento removido de las zonas litorales y depositándolo rápidamente en la zona sublitoral (fig. 5-59).

Los *procesos de transporte* más activos en los mares someros son las olas de buen tiempo y tormentas y las corrientes (fig. 5-60). Las corrientes más importantes, desde el punto de vista del transporte, son las meteorológicas, cuya intensidad y tiempo de acción son estacionales, y las corrientes mareales, de carácter más continuo y con gran capacidad de transporte. Unas y otras, juntas o por separado, son capaces de acumular la arena formando grandes barras en cuyas crestas se elimina el sedimento fino que va a reposar en los surcos. En otros casos, también existen corrientes fuertes en los surcos y se eliminan las fracciones finas dejando un depósito residual sobre una superficie erosiva.

Los *cambios eustáticos* producen diferencias en el espesor de la capa de agua que hay sobre un punto del fondo y, en consecuencia, modifican grandemente la posible acción del oleaje y las corrientes sobre éste e inducen en muchos casos cambios litológicos. Otra importante consecuencia se pro-

Figura 5-59.—Modelo conceptual que relaciona una tormenta grande (1) con la elevación del nivel del mar debida a ella (2). Cuando el viento se calma, el agua acumulada en las zonas costeras tiende a recuperar su nivel normal y se produce una



corriente de densidad que se mueve hacia el mar (3). Las olas afectan todavía el fondo por encima del nivel de base del oleaje de tormentas, pero por debajo del nivel de base en buen tiempo y, cuando se produce el depósito del sedimento transportado por la corriente de turbidez, se forma estratificación cruzada en montículos (*hummocky*). Por debajo del nivel de base del oleaje en tormentas se deposita una turbidita con las divisiones de Bouma (modificado de WALKER, 1979).

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS

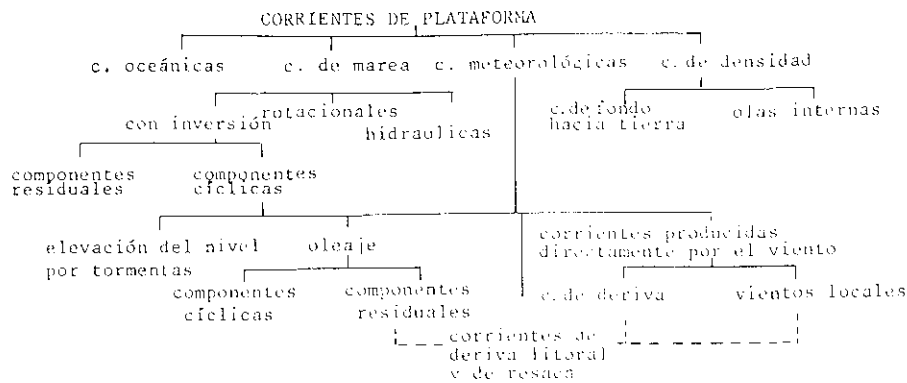


Figura 5-60.—Componentes de las corrientes en los mares someros (modificado de SWIFT et al., 1971).

duce en la desembocadura de los ríos, pues al modificarse el nivel de base se altera su capacidad de aporte de sedimento.

La acción de los organismos modifica profundamente el sedimento, especialmente en

su parte superior (fig. 5-61). A su vez, el tipo de sustrato y las condiciones hidrodinámicas en el fondo ejercen un fuerte control sobre la biota. En sustratos arenosos sueltos con transporte de carga de fondo la biota es pobre

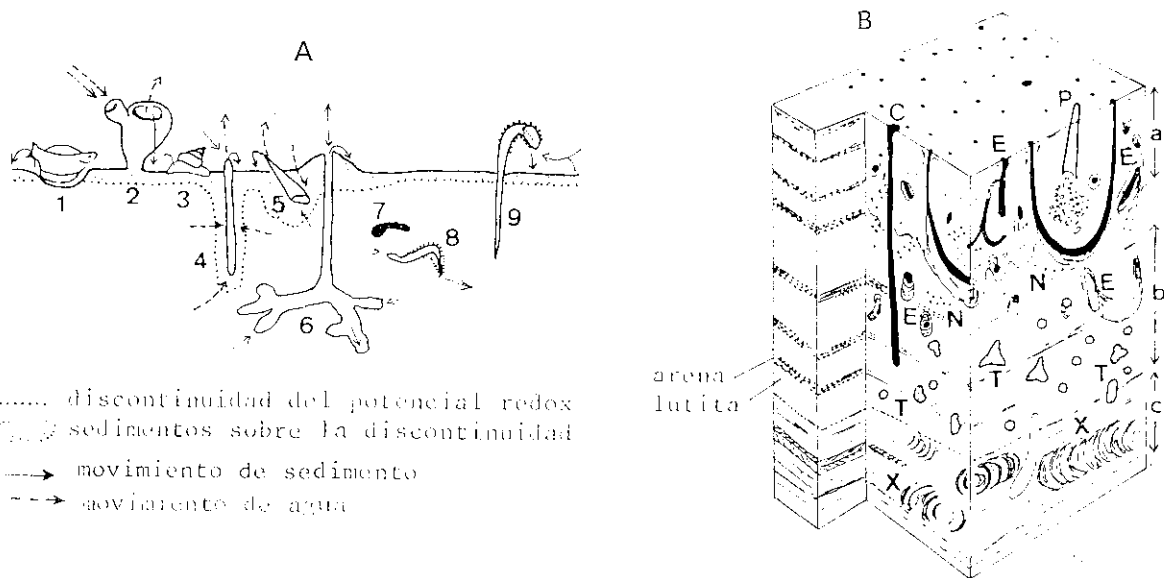


Figura 5-61.—(A) Modificaciones del fondo debidas a los organismos. (1) Pez que revuelve el sedimento superficial; (2) epifauna que se alimenta de sedimento en suspensión y lo convierte en depósitos fecales; (3) epifauna comedora de sedimento (gasterópodo) que revuelve la superficie, deja un reguero de mucus y aumenta el tamaño de grano por deposición fecal; (4) infauna comedora de suspensión (poliqueto), que hace circular el agua intersticial, ó (5) mueve el sedimento hacia arriba y el agua hacia abajo; (6) bioturbador (crustáceo) que transporta sedimento horizontalmente y hacia arriba; (7) animal con partes minerales duras (bivalvo) que convierte los iones disueltos en partículas sedimentarias; (8) bioturbador (poliqueto) revolviendo el sedimento, y (9) animal tubícola (poliqueto) que concentra ciertos componentes del sedimento (modificado de WEBB et al., 1966). (B) Estructuras de bioturbación en tres niveles en los sedimentos finos del mar del Norte meridional. El sedimento original consiste en lutitas y arenas laminadas posiblemente por tormentas. La bioturbación del nivel superior (a) se debe a *Echiurus*, la del intermedio (b) a *Thalassinoides* (T) y el más profundo (c) a *Echinocardium cordatum* (X). Se observa, además, bioturbación debido a *Pectinaria* (P), *Cerianthus lloydii* (C) y *Notomastus latericeus* (N) (modificado de REINECK et al., 1967).

y no hay epifauna bentónica. En sustratos más estables y con tamaños de grano más finos hay mayor densidad de población bentónica y los comedores de sedimento reemplazan progresivamente a los organismos que se alimentan de partículas en suspensión. La actividad orgánica se lleva a cabo en tres niveles y corre a cargo de diversos tipos de animales que, como resultado indirecto de su actividad, bioturban el sedimento (fig. 5-61). El estudio de las huellas orgánicas y de sus asociaciones (*ichnofacies*) reviste un gran interés ambiental, pues su preservación es más fácil que la de las faunas que las produjeron.

Los *procesos químicos* son muy importantes y su estudio es esencial para comprender muchos de los sedimentos de mares someros. Entre ellos destaca la formación de minerales autigénicos, que son aquellos que se forman en esos ambientes y que se pueden usar como criterio de reconocimiento ambiental: en fondos con poca sedimentación terrígena se forman chamosita y glauconita, la primera en aguas cálidas y la segunda en aguas más frías, y en zonas de ascenso de corrientes profundas (zonas de *upwelling*), que vienen cargadas de nutrientes que favorecen la multiplicación del fitoplancton, se origina fosforita. Otros procesos químicos a tener en cuenta son la precipitación de carbonatos, de sílice y de hidróxidos de hierro y manganeso, la cementación de sedimentos sueltos, etc.

FACIES SEDIMENTARIAS

El reconocimiento de los sedimentos marinos someros se realiza en función de varios criterios que, resumidamente, son: 1) unidades litoestratigráficas de grandes dimensiones y extensión lateral, con morfologías esencialmente tabulares y ausencia de canalizaciones importantes; 2) alternancia de areniscas con lutitas claramente marinas; 3) presencia de minerales autigénicos, tales como glauconita y fosforita; 4) madurez mineralógica y textural de las areniscas; 5) biota marina abierta, y 6) tipo de trazas fósiles y sus asociaciones, es decir, *ichnofacies*.

JOHNSON (1978) elaboró, a partir de los datos de BOERSMA (1975), un cuadro que recoge las principales características litológicas de los sedimentos de mares someros que forman un espectro continuo de condiciones energéticas (fig. 5-62). Han de estudiarse con cuidado las alternancias y secuencias de facies, la disposición geométrica y la situación paleogeográfica para llevar a cabo reconstrucciones y predicciones.

La *facies de areniscas* (S) comprende tres subfacies en función del tipo de estructuras sedimentarias y muestra laminación paralela producida por régimen de flujo alto combinado por depósito desde la suspensión y estratificación y laminación cruzadas, producidas por migración de *megaripples* y *ripples*, respectivamente, en régimen de flujo bajo. La movilidad del sustrato impide la colonización, por lo que hay pocos restos orgánicos y pistas fósiles.

La *facies heterolítica* (H) comprende tres subfacies dependientes del contenido en arena y refleja variaciones periódicas de las condiciones hidrodinámicas y del aporte de sedimento. Es frecuente encontrar restos vegetales transportados a muro de las capas de arenisca. La bioturbación aumenta hacia el techo coincidiendo con la colonización del fondo en las épocas de buen tiempo.

La *facies lutítica* (M) está integrada por dos subfacies, según aparezcan o no, intercalaciones de material más grueso, fosilífero o bioclástico y corresponde a condiciones de energía muy baja en zonas situadas por debajo del nivel de base del oleaje y sin corrientes importantes. Las condiciones del depósito pueden precisarse más en muchos casos a partir del estudio de las comunidades bentónicas (véase también la figura 5-82).

MARES SOMEROS CON DOMINIO DE OLAJE Y TORMENTAS

Son mares donde la acción mareal es muy limitada y el movimiento del agua se debe principalmente a causas meteorológicas estacionales cuya intensidad y efectividad en la

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS

FACIES	SUBFACIES	COLUMNA	ESTRUCTURA INTERNA	ARENA	ESPESOR	PROCESOS SEDIMENTARIOS Y OBSERVACIONES
FACIES DE ARENISCAS	S _a estratificación cruzada		estratificación cruzada tabular o en surco	90-100	20-200cm	migración de megaripples de crestas rectas y sinuosas de escala variable
	S _b laminación paralela		laminación paralela o cruzada de ángulo bajo		variable	laminación formada por corrientes u olas con condiciones de alta energía
	S _c laminación cruzada		laminación cruzada		1-5 cm	migración de ripples de corriente, oscilación o combinados
FACIES HETEROLITICAS	H _a arena dominante		laminación paralela	75-90	5-20cm máx. 200	alternancias de capas de areniscas con laminación paralela y cruzada. Las capas mas gruesas de arenisca pueden abarcar del 20 al 90%. Frecuentes amalgamaciones. La arena se deposita como carga de fondo y desde la suspensión, con retrabajado de intensidad variable por ripples de corriente y de oscilación. La arena se deposita durante las tormentas fuertes y puede contener restos de conchas transportados. La bioturbación aumenta en las intercalaciones de grano fino.
			laminación paralela y cruzada		5-20cm máx. 200	
			laminación paralela y cruzada en surco		5-20cm máx. 50cm	
			estratificación cruzada tabular aislada		5-20 cm máx. 50cm	
			laminación flaser en arena		1-5 cm	
	H _b mezclas de arena y lutita		laminación paralela	50-75	1-10 cm	esencialmente areniscas con laminación cruzada y lutitas con capas subordinadas de areniscas con laminación paralela (10-15%) laminación cruzada variable según el tipo de ripple (corriente, oscilación o combinado). Pueden reconocerse los depósitos de buen tiempo y tormenta. La parte alta de las capas de areniscas está bioturbada.
			de laminación paralela a lám. cruzada		1-10 cm	
			laminación de bajo ángulo		1-10 cm	
			laminación flaser y ondulada		1-3 cm	
	H _c lutita dominante		laminación paralela	10-50	1-5 cm	esencialmente laminación lenticular con algunas capas de areniscas laminadas (5-10%). Las lentes de arena se forman por corrientes u olas. Las areniscas, por suspensión durante tormentas. En buen tiempo, depósito de finos en suspensión que luego suelen ser intensamente bioturbados
			laminación paralela y cruzada		1-5 cm	
			laminación lenticular		1-3 cm	
FACIES DE LUTITAS	N _a		arenas gradadas o capas ricas en conchas	0-10%	0.1-2cm	lutitas y alguna capita de areniscas. Depósito de suspensión. Olas y corrientes sólo actúan durante las tormentas muy fuertes. Bioturbación intensa. Faunas bentónicas in situ o casi.
	N _b		lutitas		menor de 0.5cm	

Figura 5-62.—Principales litofacies en ambientes siliciclásticos sublitorales (modificado de JOHNSON, 1978, y de BOERSMA, 1975).

sedimentación dependen, en gran medida, de la orientación de la plataforma con respecto a los sistemas mayores de circulación atmosférica.

Procesos sedimentarios

Los más importantes son los debidos a causas meteorológicas.

1) Las corrientes producidas por el viento de acuerdo con el esquema general de circulación atmosférica. Se diferencian los siguientes tipos de agentes: brisas diurnas, de gran constancia y capaces de generar olas de período corto, cuyos efectos no son muy

aparentes a corto plazo, pero sí en lapsos de tiempo mayores; borrascas y anticlones que duran varios días y que pueden originar vientos muy fuertes de direcciones muy variables, según se desplaza la perturbación atmosférica, y células de altas o bajas presiones que persisten durante varios meses y que dan lugar a condiciones más estables que las anteriores.

2) La oscilación del oleaje, que afecta el fondo en las zonas más someras.

3) Las corrientes que se producen al cesar el viento y las bajas presiones características de las borrascas cuando el mar tiende a recuperar el nivel normal que se había sobrelevado en las zonas costeras por el

efecto combinado del empuje del viento y la disminución de la presión. Estas corrientes se dirigen siempre hacia el mar y arrastran el sedimento removido por el oleaje de tormenta en la zona litoral, depositándolo en aguas más profundas (fig. 5-59). Estas corrientes se denominan resaca de tormenta (*storm surge ebb*).

4) En áreas poco profundas se desarrollan corrientes inducidas por el oleaje en la zona de rompientes y hacia la costa a partir de esa zona. Se trata de corrientes paralelas a la costa (*logshore currents*) y de resaca que se dirigen hacia el mar (*rip currents*).

Distribución de sedimentos

La efectividad de los procesos descritos anteriormente está condicionada por la intensidad del oleaje o de las tormentas, por la orientación de la costa con respecto a las direcciones de propagación del oleaje, por la cantidad y calidad del sedimento disponible y por la profundidad. En líneas generales, el fondo resulta afectado durante las tormentas y permanece esencialmente en reposo durante los períodos de buen tiempo, sometido a bioturbación. El tamaño de grano tiende a disminuir hacia el mar, pero hay grandes anomalías debido a la existencia de sedimentos relictos que tienden a ser retrabajados para acomodarlos a las condiciones ambientales reinantes en la actualidad. Como ejemplo de una plataforma que se halla en un avanzado estadio de madurez textural, puede citarse la Bahía de Bristol, en el Mar de Bering, sometida a un régimen hidráulico dominado por las tormentas (fig. 5-63). Otras plataformas están en proceso de adquisición de un estado de equilibrio acorde con las condiciones actuales, como es el caso de la plataforma meridional de Oregón (fig. 5-64).

Un rasgo llamativo es la existencia de barras de arena. Hay tres tipos básicos. El primero consiste en barras lineales de arena que pueden estar soldadas al *shoreface* o, más típicamente, aisladas. Sus dimensiones normales son unos tres a diez metros de altura,

uno a dos kilómetros de anchura y unas decenas de kilómetros de longitud. DUANE et al. (1972) ofrecen un modelo de desarrollo de este tipo de barras (fig. 5-65 A). Se cree que el crecimiento de esta clase de barras se debe a corrientes secundarias helicoidales que se desarrollan en los surcos y a la acción del oleaje en las crestas (fig. 5-65 B) en las tormentas.

Un segundo tipo de barras lineales está asociado a las entradas de los canales de

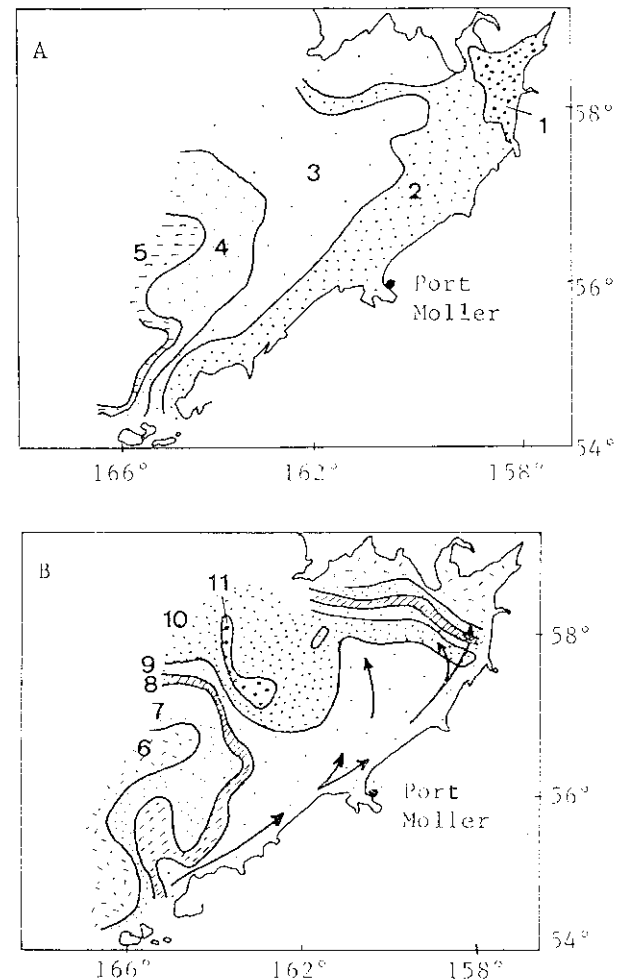


Figura 5-63.—La Bahía de Bristol en el Mar de Bering meridional es un mar somero maduro desde el punto de vista textural, como se refleja en el tamaño de grano (A) y en la selección del sedimento, indicándose además el sistema de corrientes de plataforma (B) (modificado de SHARMA et al., 1972).

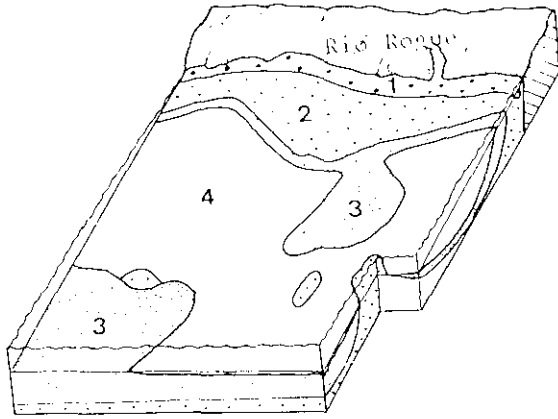


Figura 5-64.—La plataforma del sur de Oregón está cubierta de sedimentos relictos en vías de adaptación a las nuevas condiciones ambientales (modificado de KULM et al., 1975).

marea y se forma por removilización de las barras arenosas mareales formadas a la entrada del canal bajo la acción del oleaje y las tormentas (fig. 5-66).

El tercer tipo consiste en barras que crecen adosadas a cabos en los que convergen corrientes de deriva litoral (fig. 5-67).

Ejemplos fósiles

Se proponen tres ejemplos. Los dos primeros corresponden a depósitos siliciclásticos cuyas asociaciones de facies permiten atribuirlos a plataformas con dominio del oleaje y de las tormentas respectivamente. El tercero es un modelo de plataforma oolítica dominada por el oleaje.

Modelo de plataforma siliciclástica dominada por el oleaje

DE RAAF et al. (1977) interpretan, de esta suerte, los sedimentos del Carbonífero Inferior de County Cork, Irlanda, y distinguen cuatro facies en función del tamaño de grano y de las proporciones relativas de la relación arena-lutita (fig. 5-68). La primera consiste en areniscas con estructuras de gran esca-

la (S_b) que representan los depósitos de mayor energía de todos. Las estructuras sedimentarias dominantes son laminación paralela y estratificación cruzada de ángulo bajo y, en menor proporción, estratificación cruzada. Las facies de areniscas con laminación paralela y cruzada (H_a) son de grano fino y representan una energía menor. Existen laminaciones

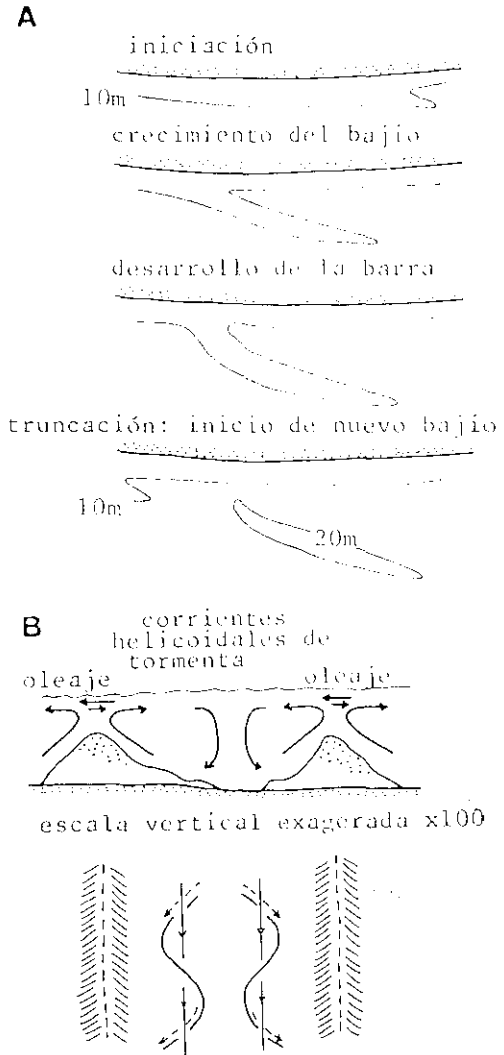


Figura 5-65.—(A) Desarrollo de barras arenosas lineales a partir de la individualización de barras conectadas con el *shoreface* (modificado de DUANE et al., 1972). (B) Las barras lineales de la plataforma oriental de los EE. UU. se cree que están formadas por corrientes secundarias helicoidales y la acción del oleaje asociados a las tormentas (modificado de SWIFT et al., 1973).

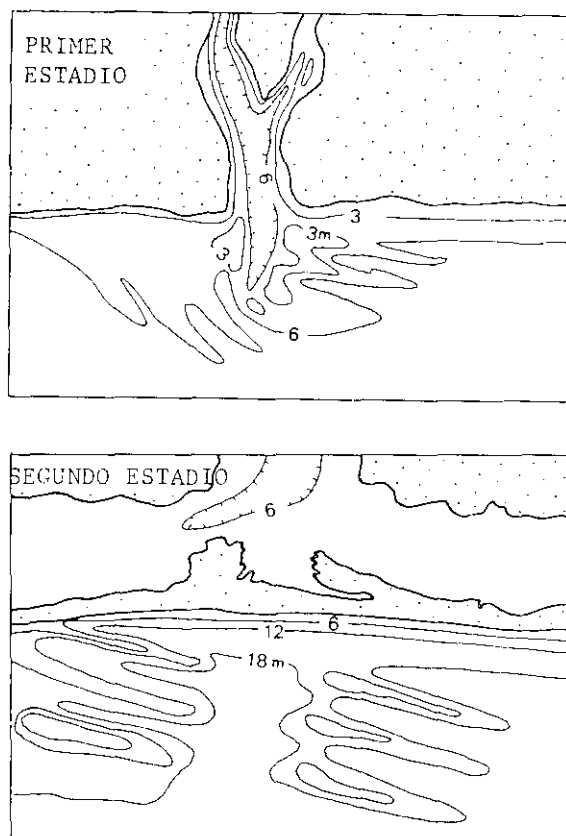


Figura 5-66.—Modelo esquemático de la formación de barras lineales de arena a partir de barras asociadas a canales mareales. En el primer caso hay una transición entre los canales costeros dominados por las mareas y las barras lineales dominadas por el oleaje según se demuestra por el progresivo cambio de la orientación de la barra, por ejemplo, la Bahía de Delaware. En el segundo, las corrientes unidireccionales generadas por tormentas remueven los cuerpos arenosos transversales que quedan atrás durante una transgresión como, por ejemplo, las crestas de playa de Virginia (modificado de SWIFT et al., 1972).

cruzadas debidas a *ripples* de corriente y de oscilación, incluyendo *ripples* trepadores, y se distinguen microsecuencias de distintos tipos de laminaciones que indican incrementos y disminuciones de la energía reflejada en ellos. Las capas lenticulares (H_b-H_c) presentan lentes de arena con *flasers* de arcilla y estructuras internas variadas que indican tanto unidireccionalidad como bidireccionalidad de migración. La facies que representa la menor

energía ambiental es la de arcillas, con pasadas de limos y arenas finas con laminación paralela, ondulada o cruzada.

La ausencia de rasgos de emersión permite atribuir los sedimentos descritos a ambientes marinos someros bajo la acción del oleaje debido a las asociaciones y tipos de estructuras sedimentarias primarias y a la dirección de las paleocorrientes que apuntan hacia tierra, según los datos paleogeográficos disponibles.

Las facies se agrupan en secuencias mayoritariamente negativas (*CU*) que reflejan las fluctuaciones del nivel energético del oleaje y el crecimiento y superposición de las barras (figura 5-69), o erráticas (al azar), según las zonas de los cuerpos sedimentarios que se encuentren en la sección considerada.

Por la geometría de los cuerpos sedimentarios y por los cambios laterales de facies se reconstruyen barras paralelas a la costa que interfieren con el oleaje al crecer en la vertical de modo que localmente llegan a emerger. Las secuencias negativas se forman debido a la mayor acción que ejerce el oleaje sobre ellas a medida que se elevan sobre el fondo y disminuye la profundidad relativa sobre la cresta.

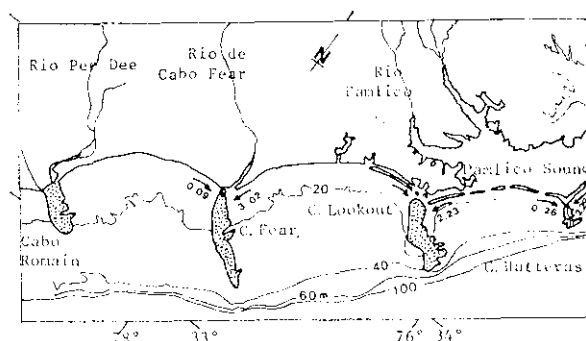


Figura 5-67.—La convergencia de derivas litorales en los cabos produce la acumulación de arena en barras, como ocurre en la costa oriental de los EE. UU. (modificada de SWIFT, 1976, a partir de LANGFELDER et al., 1968).

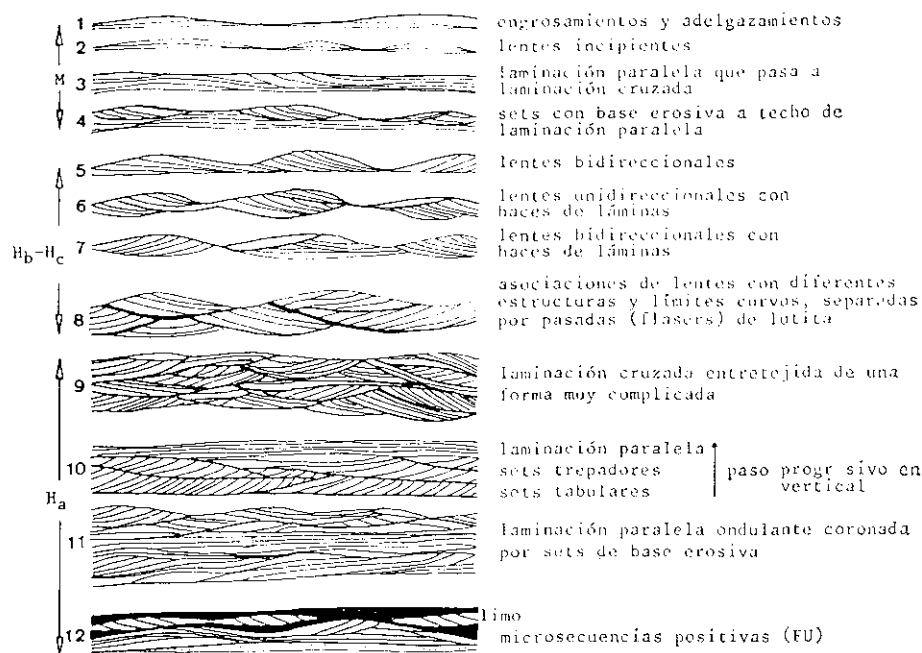
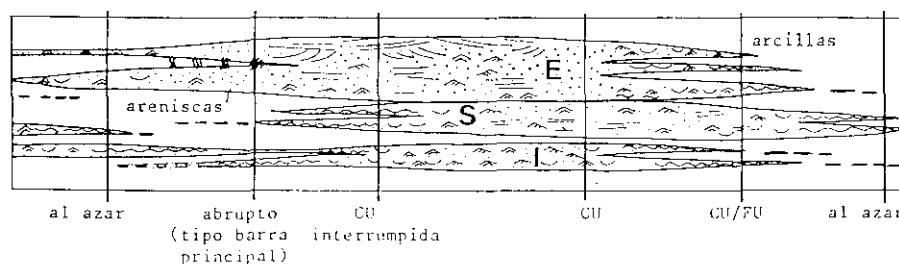


Figura 5-68.—Estructuras de oleaje en sedimentos marinos someros del Carbonífero de Irlanda (modificado de DE RAAF et al., 1977).

Figura 5-69.—Estructura interna de barras de oleaje incipientes (I), sumergidas (S) y emergentes (E) y diferentes secuencias verticales que se encuentran según la situación de las secciones (modificado de DE RAAF et al., 1977).



Modelo de plataforma con corrientes de retorno de tormenta

En el Precámbrico Superior de Noruega se encuentra el Miembro Innerelv, que está constituido por unos trescientos metros de sedimentos de grano fino, esencialmente arcillas, limos y areniscas de grano muy fino. BANKS (1973) diferencia cinco facies, que están relacionadas entre sí y que forman secuencias negativas definidas por el tamaño de grano y la energía reflejada en las estructuras sedimentarias, que crecen hacia el techo de las secuencias (fig. 5-70).

La facies 1 consiste principalmente en

arcillas con algunas pasadas de arena y limo. La arcilla se interpreta como depósito de suspensión con baja energía y la arena y el limo como episodios de tormenta, todos ellos en un ambiente de plataforma externa. La facies 2 está constituida por alternancias de arcillas y limos con laminación paralela, que representan depósitos principalmente desde la suspensión con corrientes periódicas de fondo que hacen migrar los *ripples* hacia el mar abierto. Esta facies es, en realidad, un tránsito entre las facies 1 y 3. La facies 3 es una alternancia compleja de limos laminados, arenas muy finas y alguna arcilla, con lami-

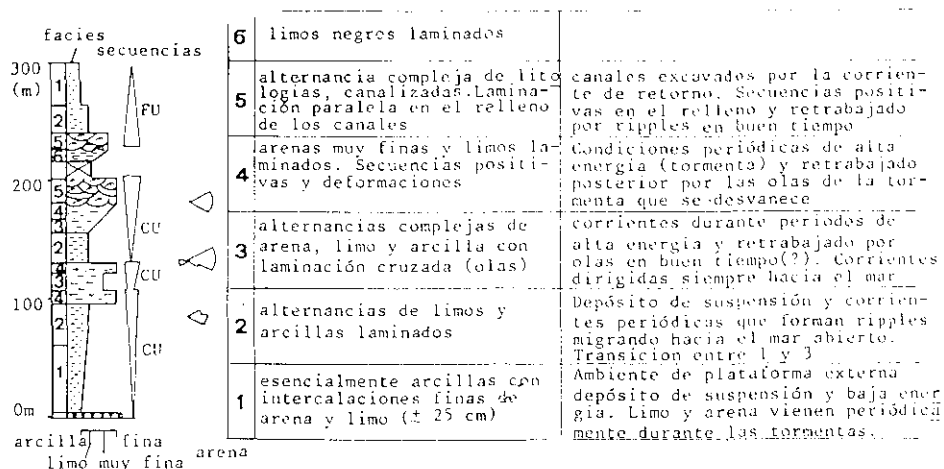


Figura 5-70. — Secuencia vertical del Miembro Innerelv del Precámbrico de Noruega, descripción de las facies e interpretación sedimentaria (modificado de BANKS, 1973).

nación ondulada y *ripples* de corriente y oleaje. Los *ripples* de corriente se forman por las corrientes de fondo más energéticas durante las tormentas y son retrabajadas después por las olas posiblemente durante el buen tiempo. Como en la facies 2, las corrientes apuntan hacia el mar abierto. La facies 4 consiste en capas de arena muy fina y limo de 3 cm. a 1 m. de espesor, con secuencias de energía decreciente a techo y frecuentes estructuras de deformación, interestratificadas con limos laminados. Su génesis está relacionada con corrientes intensas dirigidas hacia el mar cuando se drenan las zonas costeras del exceso de agua acumulada en ellas durante las tormentas, y es muy característica la existencia de secuencias positivas que reflejan el progresivo descenso de la energía del oleaje y el retrabajado posterior por olas. La facies 5 consiste en alternancias complejas con litologías similares a las de las facies 3 y 4, pero formando cuerpos canalizados de dimensiones métricas cuyo relleno presenta secuencias de laminación paralela, seguida hacia arriba por laminación cruzada. Los canales se forman por erosión debida a la corriente de retorno de la tormenta y se rellenan cuando la energía se hace menor, de modo que se forman las secuencias positivas descritas hasta acabar con retrabajado final por *ripples* de oscilación. En algunas secuencias

se encuentran limos negros laminados, que no forman parte de la sucesión.

La interpretación sedimentaria se basa, en gran medida, en las secuencias positivas, en la unidireccionalidad de las paleocorrientes dirigidas hacia el mar y en la ausencia de rasgos que sugieran emersión. Se trata de una plataforma que se hacía progresivamente más somera, pero sin llegar a emerger, lo cual justifica las secuencias negativas, en la que el transporte se producía esencialmente por agentes desencadenados por causas meteorológicas y el sedimento procedía de una costa adyacente constituida por sedimento de grano fino que disminuía de tamaño hacia el mar, en condiciones de baja energía costera (fig. 5-71).

Modelo de plataforma carbonatada oolítica dominada por el oleaje

Los sedimentos carbonatados bioclásticos y oolíticos de plataforma son modelados también por el oleaje y muestran estructuras similares a las descritas anteriormente. La mayor diferencia estriba en que el peso específico del cuarzo es menor que el de los carbonatos, de manera que una corriente determinada moverá granos más gruesos de cuarzo que de carbonato. La morfología de los restos bioclásticos es otro factor a consi-

SEDIMENTACION EN COSTAS SILICICLASTICAS

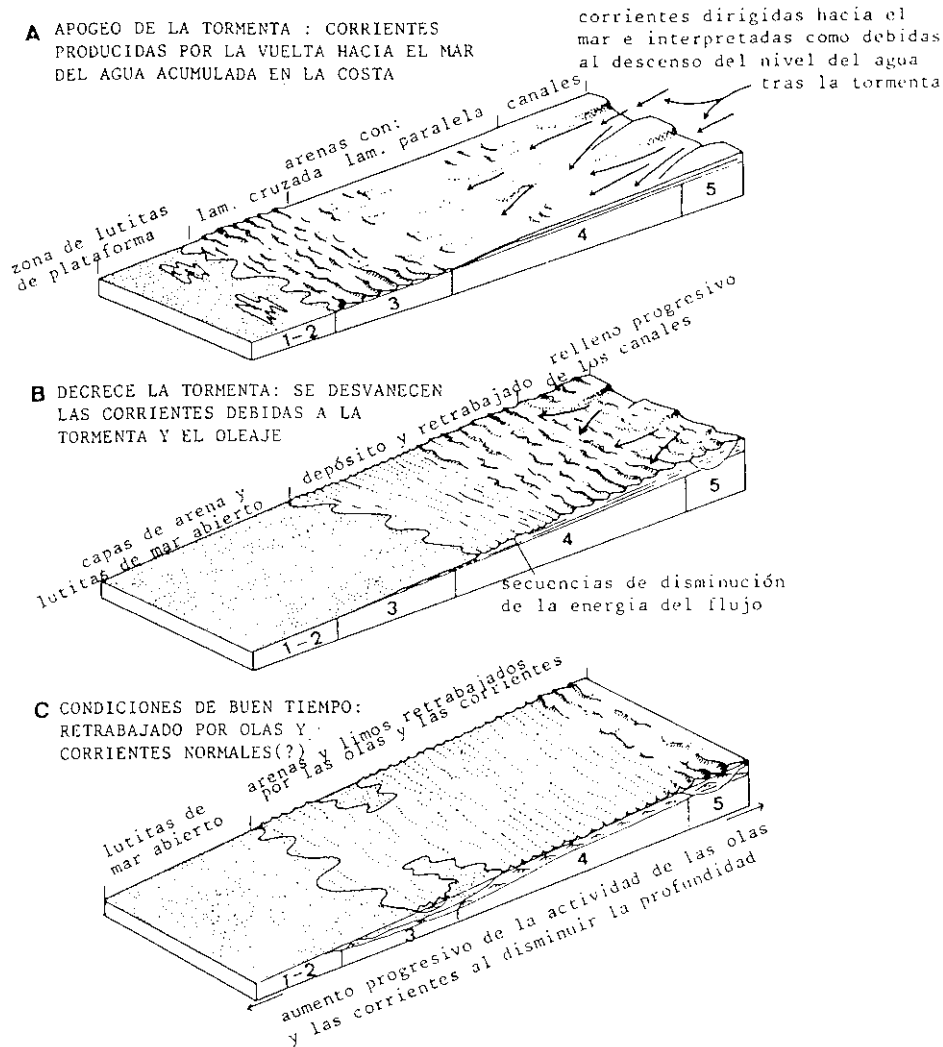


Figura 5-71.—Modelo del desarrollo de barras arenosas precámbricas por la acción de corrientes generadas al descender el nivel del agua acumulada en la costa después de las tormentas (modificado de BANKS, 1973).

derar a la hora de hacer las comparaciones, pues puede afectar sustancialmente su comportamiento hidrodinámico.

Los depósitos oolíticos del Complejo Carbonatado Terminal (Messiniense-Plioceno) de Níjar, en Almería, se formaron en una plataforma somera afectada por el oleaje y se acumularon en barras situadas en las zonas marginales de la plataforma (fig. 5-72), a cuyo resguardo quedaron áreas someras y costeras de energía relativamente baja. La estructura interna de las barras consiste en laminación paralela y estratificación cruzada en artesa agrupadas en secuencias de energía decreciente (*FU*). En los surcos entre las barras

se acumulan sedimentos finos con *ripples* de oscilación. En la zona resguardada el sedimento es de tamaño de grano más fino, modelado por *ripples* de oscilación con episodios de laminación en convolutas y capas de estromatolitos que muestran huellas de emersión y desecación (DABRIO et al., 1981).

Resumen

JOHNSON (1978) recogió en un cuadro sinóptico las características más sobresalientes de los depósitos de plataforma atribuidos a tormentas que puede servir como resumen (figura 5-73).

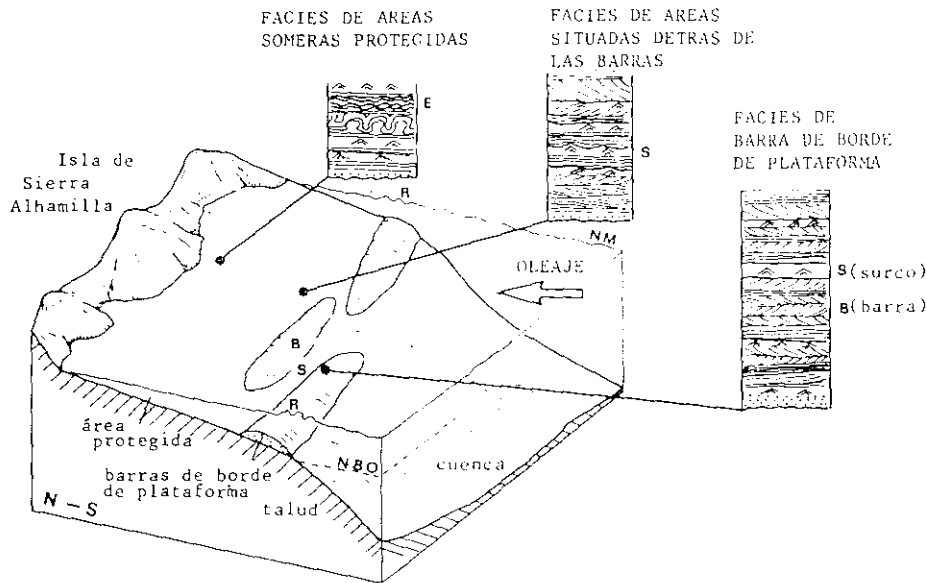


Figura 5-72.—Modelo de plataforma oolítica messiniense en Almería, con desarrollo de barras de oleaje en el borde y zonas resguardadas tras de ellas en las que se depositan distintas secuencias. Clave: (B) barra; (S) surco; (R) rompientes; (NM) nivel medio del mar; (NBO) nivel de base del oleaje, y (E) estromatolitos.

CAPA TÍPICA	ESPESOR en cm	ESTRUCTURA INTERNA	INTERPRETACION DE PROCESOS	INTERPRETACION AMBIENTAL	DEPOSITOS PROXIMALES DE TORMENTA	DEPOSITOS DISTALES DE TORMENTA
	20-150	estratificación cruzada tabular o en surco, superficies discontinuidad	migración de megaripples por mareas+tormentas y fluctuaciones de paleo flujo	extensión de un campo de megaripples aguas abajo por mareas reforzadas por tormentas	DEPOSITOS PROXIMALES DE TORMENTA	AUSENTES
	20-150	laminación paralela con alineaciones de granos	régimen de flujo alto, la arena es carga de fondo y suspensión de corrientes de energías decreciente	combinación de energía muy alta (tormenta) y mucho sedimento disponible litoral y sublitoral.		
	20-150	estratificación cruzada en surco con alineaciones de granos en el foreset	régimen de transición, carga de fondo y suspensión y corrientes de energía decreciente	Forma un anillo de facies aguas abajo de un campo de barras mareales. Cierta parecido con las arenas del shoreface superior		
	+ 20	gradación que puede pasar hacia arriba a laminación paralela	depósito de suspensión por una corriente de energía decreciente		DEPOSITOS INTERMEDIOS DE TORMENTA	DEPOSITOS PROXIMALES DE TORMENTA
	5-10	gradada, masivo o con laminación paralela	dep. de suspensión por corriente que va frenando	dependiendo de la secuencia general, puede representar depósitos más distales a las barras o condiciones de menor energía, según la energía relativa de los procesos mareales, tormentas y oleaje.		
	5-10	laminación paralela o bajo ángulo con ripples de oscilación	régimen de flujo alto seguido de retrabajado por olas			
	5-10	laminación paralela y cruzada (olas)	corriente que frena seguida por flujo oscilatorio			
	5-10	laminación paralela y cruzada (corrientes)	corriente que decelera de fondo plano a ripples		DEPOSITOS DISTALES DE TORMENTA	DEPOSITOS DISTALES DE TORMENTA
	5-10	laminación cruzada de corrientes+trepadores	corriente con régimen de flujo bajo			
	0.5-3	gradada a paralela	dep. de suspensión	Se interpretan según su posición en la secuencia, pero caracterizan la parte distal de las corrientes de marea y los depósitos de plataforma		
	0.5-3	laminación paralela	depósito de suspensión			
	0.5-3	laminación cruzada	migración de ripples			
	0.5-3	laminación lenticular	migración de ripples			
	0.1-0.5	capas planas de arena	arena en suspensión			

Figura 5-73.—Cuadro que resume la estructura interna de algunas areniscas de aguas someras depositadas por tormentas y su interpretación sedimentaria. A la derecha se incluyen las distribuciones de facies en plataformas de alta energía, con dominio de arena, y de baja energía, con dominio de arcilla (modificado de JOHNSON, 1978).

MARES SOMEROS CON DOMINIO DE MAREAS

Procesos sedimentarios

Las mareas son deformaciones de las masas de agua que cubren la Tierra en respuesta a la atracción combinada de la Luna y el Sol. La magnitud de esa deformación se denomina amplitud de la marea y es una función del período de oscilación de la cuenca, que viene definido por sus dimensiones, es decir, su tamaño y su profundidad. Las mareas se forman en los océanos y se propagan hacia los bordes de éstos como una ola, denominada onda de marea, que está sujeta a las fuerzas de Coriolis. Al acercarse a las zonas someras, la onda de marea resulta influida por la morfología local, es decir, por la forma de la costa y la topografía del fondo, y se originan sistemas de corrientes que giran en sentido opuesto al de las agujas del reloj alrededor de puntos nodales, en los que el nivel del mar permanece constante, a los que se denomina puntos anfodrómicos (fig. 5-74). Las cuencas pequeñas no desarrollan mareas apreciables, lo cual debe tenerse en cuenta cuando se lleven a cabo reconstrucciones ambientales.

Las corrientes de marea mueven el sedimento de tamaño arena y son capaces de acumularlo en barras arenosas, de las que existen excelentes ejemplos en el Mar del Norte (fig. 5-75). Las corrientes inducidas por el flujo y por el reflujo suelen seguir caminos diferentes y la desigualdad de las corrientes residuales, que pasan sobre la cresta, causa una progresiva modificación de la forma de

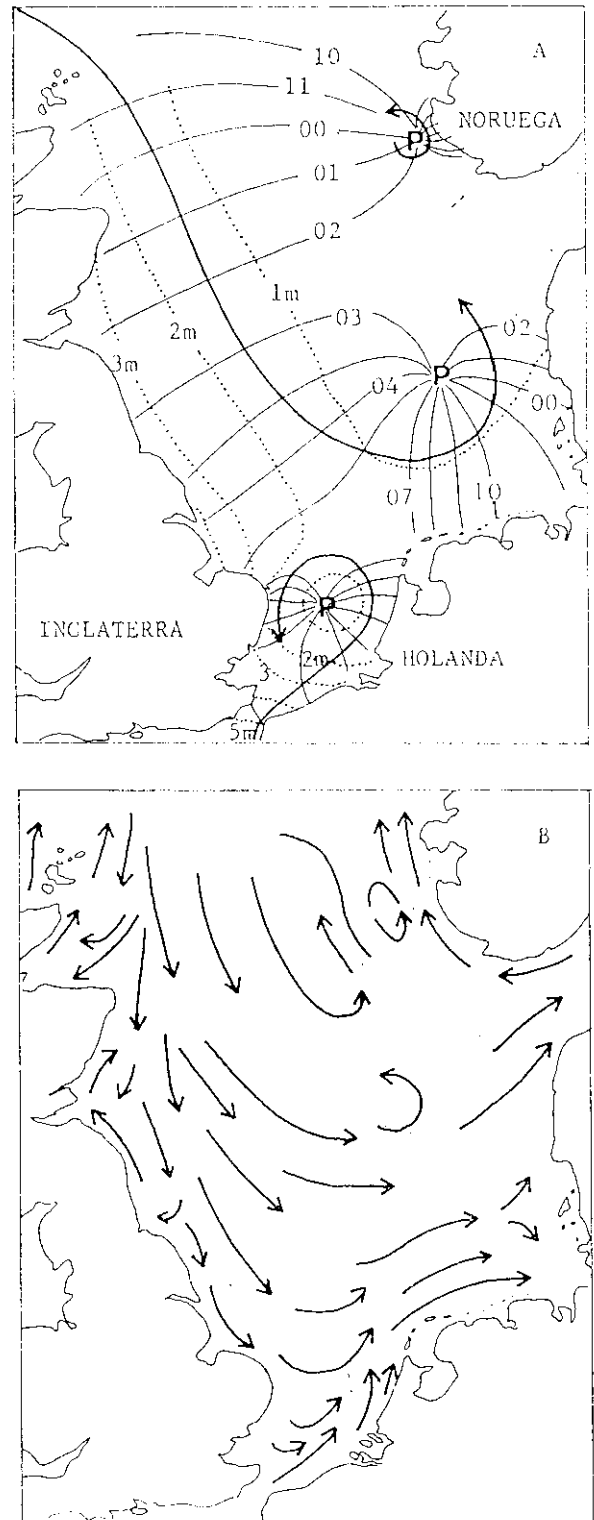


Figura 5-74.—(A) Las ondas mareales del Mar del Norte giran alrededor de puntos anfodrómicos (P) en los que la amplitud de la marea es cero. Las líneas continuas unen los puntos en los que la marea se produce a la misma hora lunar y las discontinuas los puntos de igual amplitud media. (B) Las corrientes mareales medias medidas en superficie y, presumiblemente el transporte de sedimento, coinciden con los indicados en A (modificado de Houbolt, 1968, y Harvey, 1976).

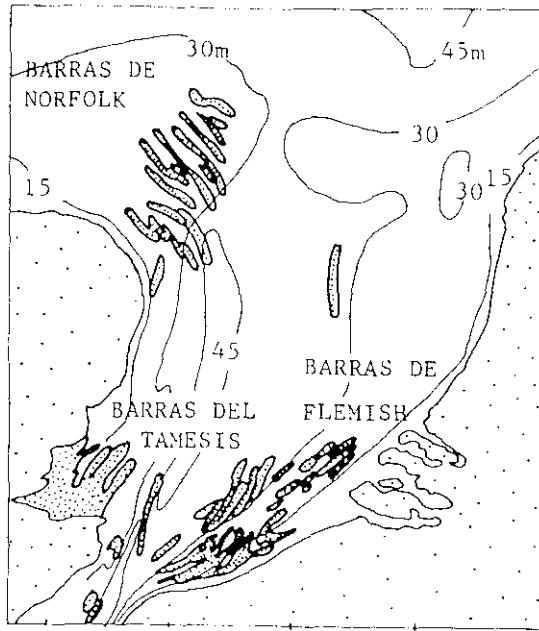


Figura 5-75.—Campos de barras mareales del Mar del Norte meridional (modificado de HOUBOLT, 1968).

la barra que se hace más y más sinuosa hasta romperse y donde había una barra aparecen tres (fig. 5-76).

La asignación de un origen mareal a una corriente determinada no siempre es fácil y han de tenerse en cuenta varios hechos. En efecto, la existencia de paleocorrientes bipolares no indica necesariamente la acción mareal, pues, como se ha visto (fig. 5-76), en mares amplios las corrientes de flujo y reflujo siguen caminos independientes, de modo que producen esencialmente estratificación cruzada unidireccional a la escala del afloramiento normal. Una corriente oceánica que barriese el fondo de la plataforma produciría una estructura interna muy parecida. Por su parte, el oleaje puede inducir corrientes de direcciones opuestas a lo largo de la costa que darán lugar a bipolaridad o puede producir estructuras migrando hacia la costa y hacia el mar con la consiguiente bipolaridad, sin que intervengan las mareas, como se ha visto anteriormente. En consecuencia, el diagnóstico debe basarse en la demostración del carácter reversible del flujo que mueve y

acumula el sedimento a partir esencialmente de dos rasgos de la estructura interna: la bidireccionalidad de estructuras sedimentarias y la sucesión de períodos de marea viva y marea muerta, discutidos más arriba al describir las asociaciones de facies en estuarios.

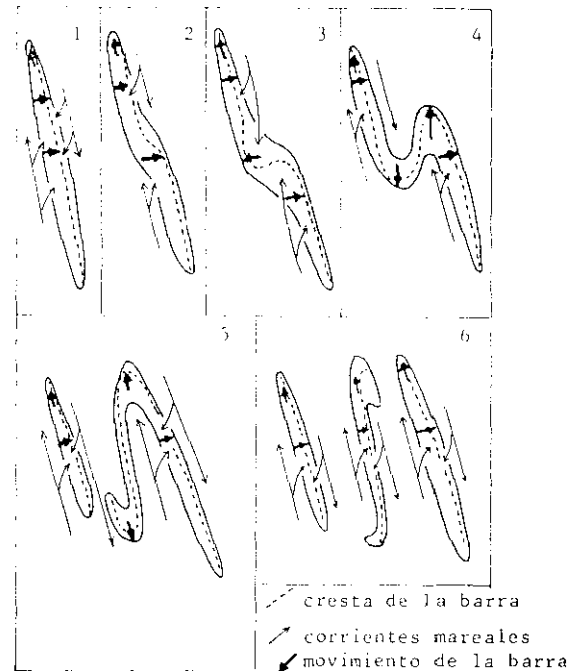


Figura 5-76.—La acción opuesta de las corrientes de flujo y reflujo que fluyen por caminos separados a ambos lados de una barra, modifica su forma doblándola progresivamente hasta romperla en tres trozos aproximadamente paralelos. Donde antes había una barra aparecen tres (modificado de CASTON, 1972).

Ejemplos fósiles

Se han desarrollado tres modelos básicos de areniscas de mar somero, depositadas bajo la acción de corrientes de marea como proceso dominante, aunque muchos de sus rasgos sedimentarios se deben a la superposición del oleaje y las tormentas sobre ellas.

Modelo de cuerpos laminares de arena (blanket sandstones)

Las areniscas de esta clase se extienden sobre grandes áreas y muestran estratifica-

ción cruzada abundante y buena madurez mineralógica. Un ejemplo clásico es la Cuarcita Jura del Precámbrico de Escocia, descrita por ANDERTON (1976), que diferencia tres facies (figura 5-77): 1) Facies de tamaño de grano grueso (S_a), integrada por areniscas con estratificación cruzada de gran escala, formada por la migración de *megaripples*. La estratificación cruzada presenta una dirección dominante hacia el norte y noreste y otra subordinada hacia el sur y se interpreta que se formó bajo la acción de corrientes mareales. Los *sets* y *cosets* están separados por superficies erosivas planas o algo canalizadas que indican condiciones de mayor energía relacionadas con episodios de tormentas. 2) Facies heterolíticas y lutíticas (H_b-H_c-M) en capas

muy continuas de hasta 50 cm. de espesor con base plana erosiva, techo plano no erosivo y estructura interna a base de laminación paralela y cruzada que, con frecuencia, se debe a *ripples* trepadores, gradaciones de tamaños y deformaciones por carga. Es frecuente que las estructuras se ordenen en secuencias de energía decreciente a techo, del tipo laminación paralela pasando verticalmente a laminación cruzada y representan el depósito rápido del sedimento fino puesto en suspensión por las olas de tormenta. La fracción más gruesa se deposita primero y su estructura muestra la disminución simultánea de la energía ambiental, y la más fina se deposita durante el buen tiempo en condiciones de baja energía ambiental. 3) Facies de alter-

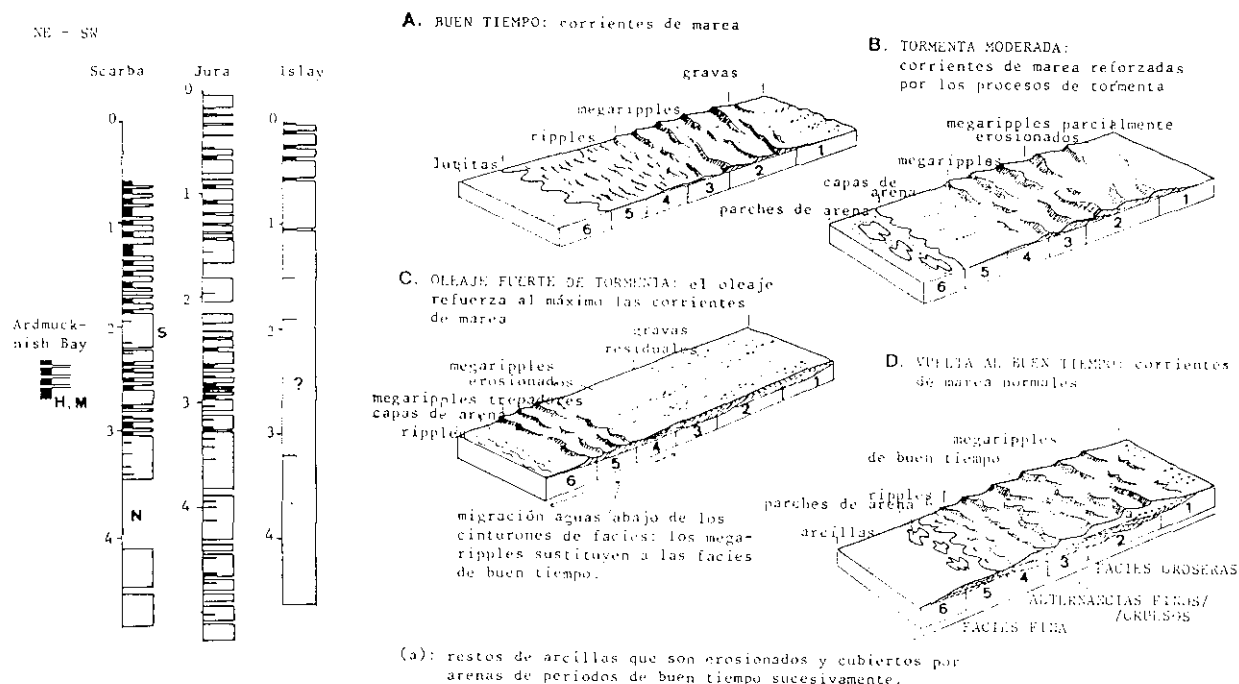


Figura 5-77.—A la izquierda, series generales de la Cuarcita Jura del Precámbrico de Inglaterra, donde se aprecia el progresivo acuanamiento y disminución del tamaño de grano hacia el noreste, con la siguiente clave: S, facies de areniscas, esencialmente S_a ; H, facies heterolíticas, fundamentalmente H_b y H_c ; M, facies de lutitas, y N, sin afloramiento. A la derecha, modelo sedimentario para la Cuarcita Jura. Los bloques diagrama A-D recogen la respuesta de los sedimentos del fondo a las distintas condiciones hidrodinámicas inducidas por las mareas y las tormentas sobre la plataforma. Los números 1 a 6 indican las zonas hipotéticas de depósito a lo largo del camino recorrido por la marea y pueden alcanzar dimensiones de hasta varios cientos de kilómetros. Obsérvese la disminución del tamaño de grano y del espesor de la cobertera sedimentaria aguas abajo (modificado de ANDERTON, 1976).

nancias de sedimentos de tamaño de grano fino y grueso, que consisten en alternancias de pequeña escala (centimétrica a decimétrica) de las dos facies descritas previamente. Los cuerpos de arenisca son tabulares, con estratificación cruzada, o rellenan canales poco profundos y estrechos paralelos a la dirección de las corrientes.

El conjunto representa un depósito marino somero dominado por las mareas con superposición de condiciones meteorológicas variables de buen tiempo y tormentas, con el consiguiente cambio de condiciones energéticas (fig. 5-77). Durante el buen tiempo, los *megaripples* migran corriente abajo, en cuya dirección decrece el tamaño de grano. Al producirse la tormenta la energía aumenta, pues se refuerza la acción mareal y los *megaripples* migran activamente; pero después, la elevada energía los destruye y aplanan el fondo, a la vez que se produce un aporte masivo de arena hacia zonas distales corriente abajo, donde se estaba depositando lutita previamente. Al remitir la tormenta se vuelve progresivamente a las condiciones iniciales, depositándose el material fino que se había incorporado a la suspensión durante la tempestad, cubriendo las superficies erosivas y los depósitos arenosos corriente abajo.

Modelo de olas de arena (*sand waves*)

Los *sand waves* son cuerpos tabulares de arena relativamente potentes con estratificación cruzada de gran escala que pueden aparecer asociadas al tipo anterior o aisladas. Un ejemplo típico son las de la Arenisca de Roda, del Eoceno del Norte de España, que incluyen varias unidades de arenisca intercaladas entre margas marinas. La historia deposicional de una de las olas de arena (*sand wave*) pasa por cinco etapas, que se traducen en facies diferentes. La *facies inicial* resulta de la migración de *megaripples* de gran tamaño que depositan *sets* de estratificación cruzada de hasta 1,5 m. de altura y que, lateralmente, pasan a *sets* aún mayores. La *facies de «sand wave»* consiste en *sets* gigantes que llegan a alcanzar los 20 m. de altura con huellas internas de erosión. La *facies de talud proximal* comprende *sets* de estratificación cruzada más pequeños, pues suelen ser menores de tres metros y están separados por superficies erosivas de ángulo más bajo. Esta facies pasa corriente abajo a la *facies de talud distal*, que está integrada por sedimento de tamaño de grano fino y arcillas con mucha bioturbación. La *facies de abandono* consiste, normalmente, en una capa de caliza bioclástica (fig. 5-78).

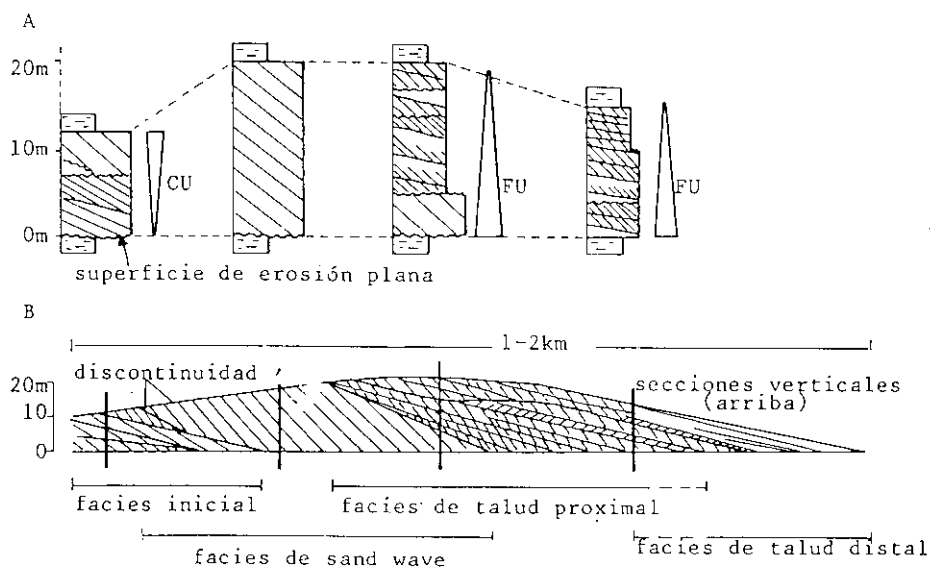


Figura 5-78.—(A) Secuencias positivas y negativas y principales superficies de erosión de una barra arenosa ideal de las Areniscas de Roda (Eoceno). (B) Corte longitudinal esquemático de una barra para mostrar la estructura interna y las facies que se diferencian (modificado de NIO y SIEGENTHALER, 1978).

El modelo sedimentario propuesto por NIO y SIEGENTHALER (1978) comprende los siguientes pasos (fig. 5-79). En la fase inicial entra arena en una zona de lutitas y se forma una capa de arena en la que se desarrollan *megaripples* que, al migrar (hacia el SE, en

este caso), se apilan formando el *sand wave*. En la fase de desarrollo, que coincide con la época de mayor energía del agente de transporte, el *sand wave* migra aguas abajo generando la estratificación cruzada de gran escala. Más tarde, en la fase de sedimentación

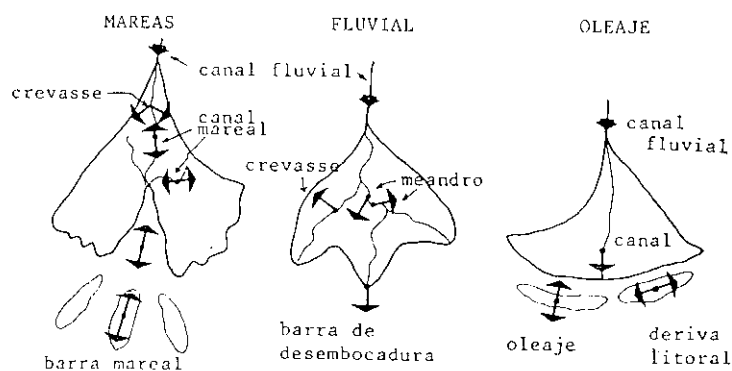
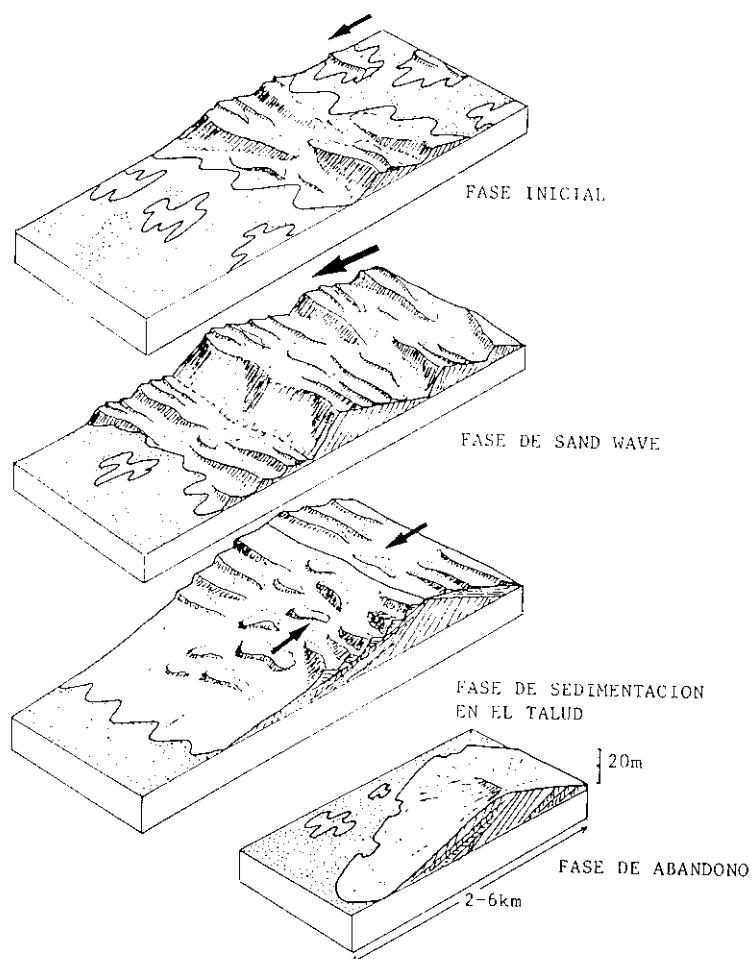


Figura 5-79.—Modelo conceptual de la evolución de las barras de arena (*sand-waves*) de la Arenisca de Roda y del desarrollo de su estructura interna (modificado de NIO y SIEGENTHALER, 1978).

de talud se forman *megaripples* sobre el *sand wave*, que retrabajan la cresta y descienden por el talud con una mayor dispersión del flujo, que da direcciones de paleocorrientes más variadas. Se produce también depósito de lutitas en algunos puntos (*mud drapes*) y bioturbación. Al cesar el transporte activo se coloniza el fondo y progresivamente se vuelve al depósito margoso inicial.

Estas grandes masas de arena son las mayores que se han descrito en medio marino que tengan láminas de avalancha y no implican ningún tipo concreto de corrientes. Su atribución mareal se basa en el carácter bidireccional de las corrientes en algunas partes, en el tamaño de los cuerpos sedimentarios y en consideraciones de tipo paleogeográfico, pues se las supone desarrolladas en un mar en forma de embudo y parcialmente confinado.

Modelo de barras lineales de arena.

Este tipo de barras se caracteriza por su morfología alargada paralelamente a la dirección de la corriente generadora, y por la existencia de superficies de gran escala inclinadas en una dirección que forma un ángulo recto con la de máxima elongación del cuerpo sedimentario.

Un ejemplo bien estudiado es el de las barras aisladas de arena entre arcillas marinas del Jurásico de EE. UU. (BRENNER y DAVIES, 1973). Su atribución ambiental se basa en la elevada madurez textural y mineralógica de las areniscas, la presencia de minerales autógenos, la bioturbación, las acumulaciones de conchas fragmentadas y la ausencia de rasgos de emersión o exposición subaérea y de estructuras propias de ambientes costeros. La morfología es claramente lineal y las grandes dimensiones de los cuerpos sedimentarios, que alcanzan cinco kilómetros de longitud por dos de anchura y hasta veinte metros de altura, también están en concordancia con un origen en mar somero. La megasecuencia típica de estas barras es negativa, con aumento del tamaño de grano y de

la energía ambiental hacia el techo (fig. 5-80), y se forma por la progradación de los subambientes de barra e interbarra, que son algo más finos, sobre los de plataforma lutítica de baja energía (fig. 5-81). Las arenas conchíferas aparecen en los tres subambientes y se forman: 1) como depósitos residuales de canales erosionados durante las tormentas, cuando las corrientes de marea reforzadas por el oleaje cortan a través de los bajíos arenosos, en cuyo caso se intercalan en las facies de barras (S_a); 2) como depósitos residuales de tormentas asociados a las facies de interbarra, y se deben a retrabajado por las olas y corrientes de elevada energía asociadas a las tormentas, y también aparecen como depósitos de desembocadura de los canales excavados durante las tormentas y, finalmente, 3) como depósitos residuales de mar de fondo acumulados en los subambientes de plataforma lutítica y constituidos por restos completos de bivalvos.

MARES SOMEROS CON DEPOSITOS LUTITICOS

No se dispone de mucha información sedimentológica. MORRIS (1977) distinguió tres facies que están relacionadas con las condiciones ambientales reinantes en el fondo durante el depósito (fig. 5-82). En las tres hay fauna nectónica y planctónica, pero la existencia y tipo de fauna bentónica depende, como es natural, de las condiciones del fondo.

La facies marina normal consiste en arcillas, lutitas o margas con biota bentónica que bioturba el sedimento. Hay epifauna comedora de suspensión e infauna comedora de sedimento y de suspensión.

La facies restringida contiene pocos organismos y éstos son, sobre todo, constituyentes de la infauna de comedores de sedimento junto con alguna epifauna de organismos especializados en la superficie.

La facies bituminosa contiene pocos bentónicos, salvo los grupos especializados, que

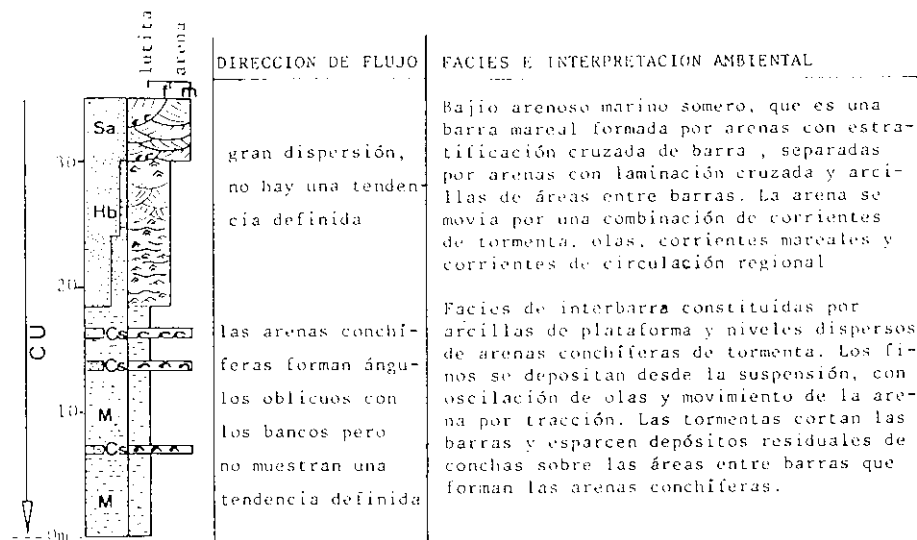


Figura 5-80.—Arriba, secuencia negativa (CU) y estructuras sedimentarias de una barra arenosa jurásica (EEUU), y abajo, corte que ilustra la morfología de los cuerpos sedimentarios y las relaciones de facies. El corte es perpendicular a los ejes mayores de las barras A y B y paralelo al de la barra C (modificado de BRENNER y DAVIES, 1974).

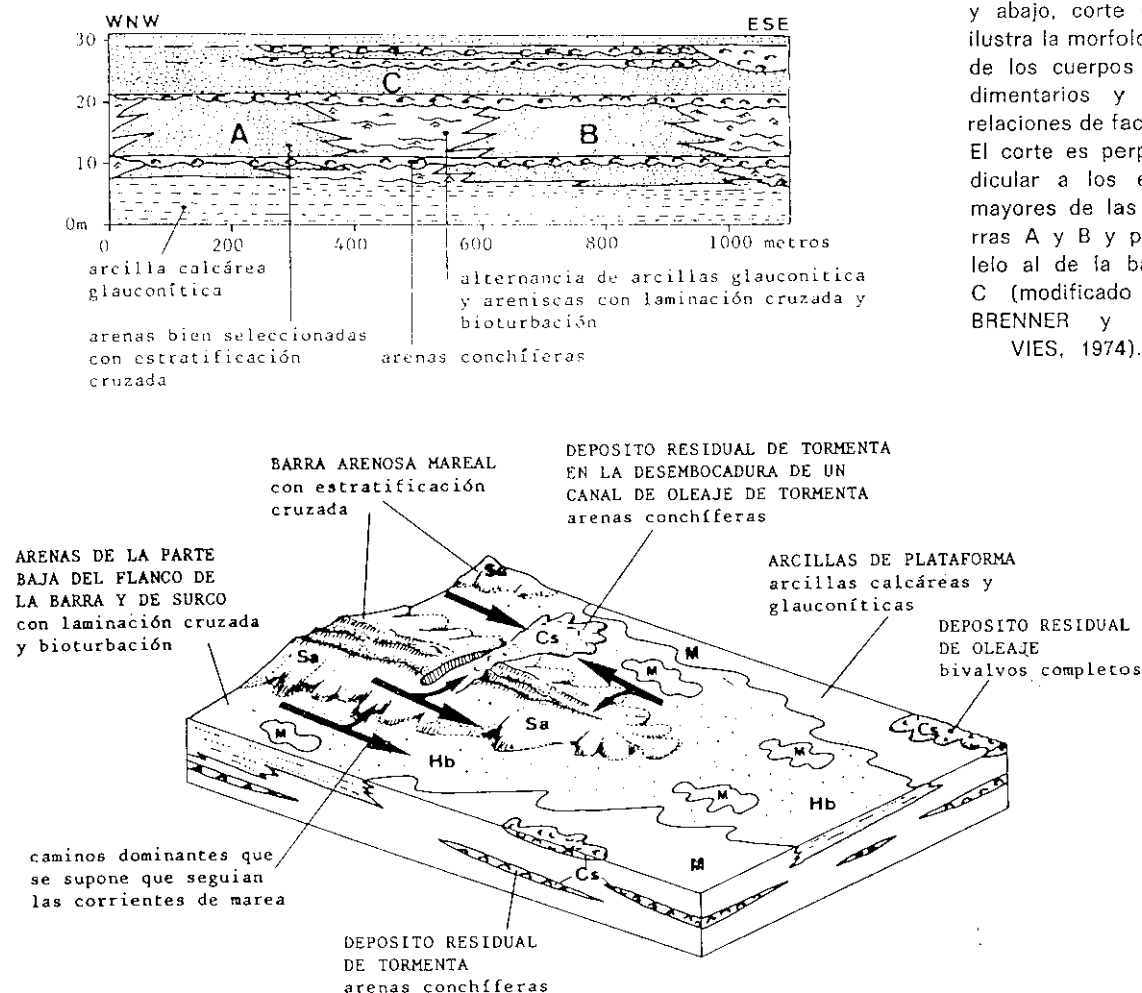


Figura 5-81.—Modelo conceptual de las barras lineales de arena mareales progradantes sobre los sedimentos finos de mar somero del Jurásico. Las siglas indican: Sa, arenas bien seleccionadas con estratificación cruzada; Hb, alternancia de arenas glauconíticas y arenas bioturbadas con laminación cruzada; M, lutitas calcáreas glauconíticas, y Cs, arenas conchíferas (modificado de BRENNER y DAVIES, 1978).

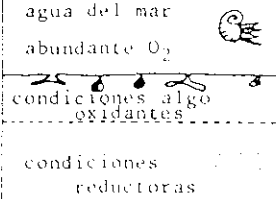
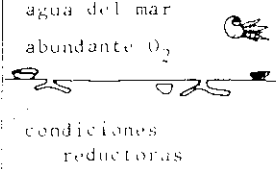
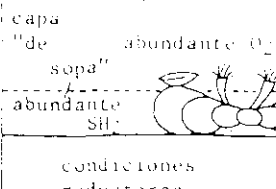
FACIES	GRUPOS DE BIVALVOS	TRAZAS FOSILES	FORAMINIFEROS BENTONICOS	CONCRECIONES	INTERPRETACION AMBIENTAL
ARCILLA NORMAL	EPIFAUNA E INFAUNA COMEDORA DE ALIMENTO EN SUSPENSION INFAUNA COMEDORA DE SEDIMENTO	CHONDRITES BIOTURBACION HORIZONTAL	FRECUENTES	SIDERITICAS Y CALCAREAS	agua del mar abundante O ₂  condiciones algo oxidantes condiciones reductoras
ARCILLA RESTRINGIDA	INFAUNA COMEDORA DE SEDIMENTO DOMINANTE	BIOTURBACION HORIZONTAL ESCASA	RAROS	CALCAREAS	agua del mar abundante O ₂  condiciones reductoras
ARCILLA BITUMINOSA	EPIFAUNA COMEDORA DE SUSPENSION DOMINANTE	NO HAY	NO HAY	PIRITICAS CALCAREAS	agua del mar capa "de sopa" abundante O ₂ abundante SH ₂  condiciones reductoras

Figura 5-82.—Clasificación y criterios de reconocimiento de las facies arcillosas (modificado de MORRIS, 1977).

suelen fijarse sobre partículas mayores o esqueletos que proporcionan un sustrato adecuado y los elevan sobre la capa «de sopa» con SH₂ libre. Esta facies constituye una excelente roca madre de hidrocarburos.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERTON, R. (1976).—«Tidal shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian». *Sedimentology*, 23, pp. 429-458.
- BANKS, N. L. (1973).—«Innerelv Member: Late Precambrian marine shelf deposits, East Finnmark». *Norg. geol. Under*, 288, pp. 7-25.
- BOERSMA, J. R. (1975).—*Rock types and sedimentary structures*. En Ginsburg, R. N. (ed.). *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, 2 pp.
- BRENNER, R. L., y DAVIES, D. K. (1974).—«Oxfordian sedimentation in Western Interior United States». *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 58, pp. 407-428.
- CASTON, V. N. D. (1972).—«Linear sand banks in the southern North Sea». *Sedimentology*, 18, pp. 63-78.
- DABRIO, C. J.; ESTEBAN, M., y MARTIN, J. M. (1981).—«The coral reef of Nijar, Messinian (Uppermost Miocene), Almeria Province, SE Spain». *J. Sedim. Petrol.*, 51, pp. 521-539.
- DE RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R., y VAN GELDER, A.—«Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland». *Sedimentology*, 24, pp. 451-483.
- DUANE, D. B., et al. (1972).—«Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf, Florida to Long Island». En D. J. P. Swift et al. (ed.). «Shelf Sediment Transport: Process and Pattern». Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 447-498.
- HARVEY, J. G. (1976).—«Atmosphere and Ocean: Our Fluid Environments». Artemis Press, Sussex, 143 pp.
- HAYES, M. O. (1967).—«Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf». *Mar Geol.*, 5, pp. 111-132.
- HECKEL, P. H. (1972).—«Recognition of ancient shallow marine environments». En J. K. Rigby y W. K. Hamblin (eds.). «Recognition of Ancient Sedimentary Environments». *SEPM Spec. Pub.*, núm. 18, pp. 90-154.
- HOUBOLT, J. J. H. C. (1968).—«Recent sediments in the southern bight of the North Sea». *Geol. Mijn.*, 47, pp. 245-273.

- JOHNSON, H. D. (1978).—*Shallow siliciclastic seas*. En H. G. Reading (ed.). *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub., 557 pp.
- KULM, L. D., et al. (1975).—«Oregon continental shelf sedimentation: interrelationship of facies distribution and sedimentary processes». *J. Geol.*, 83, pp. 145-176.
- LANGFELDER, J.; STAFFORD, D., y AMEIN, M. (1968).—«Areconnaissance of Coastal Erosion in North Carolina». *Dept. Civil Eng. North Carolina State University*, 127 pp.
- MORRIS, K. (1977).—«A model for deposition of bituminous shales in the Lower Toarcian». *Simp. sur la séd. de Jurassique W. européen. Ass. des Sed. Français*, 39.
- NIO, S. D., y SIEGENTHALER, J. C. (1978).—«A Lower Eocene estuarine-shelf complex in the Isabena Valley. State Univ. Utrecht». *Sedimentology Group Report*, núm. 18, 44 pp.
- REINECK, H. E.; GUTMANN, W. F., y HERTWECK, G. (1967).—«Das shlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter schelfablagerungen». *Senckenberg, leth.* 48, pp. 219-275.
- SHARMA, G. D.; NAIDU, A. S., y HOOD, D. W. (1972).—«Bristol Bay: a model contemporary graded shelf». *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 56, pp. 2000-2012.
- SWIFT, D. J. P. (1976).—*Coastal sedimentation*. En D. J. Stanley y D. J. P. Swift (ed.). *Marine Sediment Transport and Environment Management*. John Wiley, New York, pp. 255-310.
- SWIFT, D. J. P.; DUANE, D. B., y MCKINNEY, T. F. (1973).—«Ridge and Swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime». *Mar. Geol.*, 15, pp. 227-247.
- SWIFT, D. J. P.; KOFOED, J. W.; SAULSBURY, F. P., y SEARS, P. (1972).—*Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America*. En D. J. P. Swift et al. (ed.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 499-574.
- SWIFT, D. J. P.; STANLEY, D. J., y CURRAY, J. R. (1971).—«Relict sediments on continental shelves: a reconsideration». *J. Geol.*, 79, pp. 322-346.
- WALKER, R. G. (1979).—*Facies Models, 7. Shallow marine Sands*. En R. G. Walker (ed.). *Facies Models*. *Geoscience Canada*, 211 pp.
- WEBB, J. E., et al. (1976).—*Organism sediment relationship*. En I. N. McCave (ed.). *The Benthic Boundary Layer*. Plenum Press, New York, pp. 273-295.

Recibido: Diciembre de 1982.